

# Eine Sensitivitätsstudie über den Einfluss polarer Meereisbedeckung auf die Dynamik der unteren Stratosphäre

DIPLOMARBEIT

im Fachbereich Meteorologie der  
Ludwig-Maximilians-Universität München

von  
Duy Sinh Cai

Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen  
Institut für Physik der Atmosphäre

April 2011

1. Gutachter: Prof. Dr. Martin Dameris
2. Gutachter: Prof. Dr. George Craig

# Kurzfassung

Die für die Zukunft zu erwartende Abnahme der polaren Meereisbedeckung hat zahlreiche verschiedene Einflüsse auf die Atmosphäre, wie zum Beispiel eine starke Temperaturzunahme der bodennahen Luftschichten überhalb neuer eisfreier Flächen. Diese Arbeit untersucht die atmosphärischen Reaktionen auf saisonal stark reduzierte polare Meereisflächen. Besonderes Interesse gilt den dynamischen Vorgängen der Stratosphäre. Hier zu wurden anhand des allgemeinen Atmosphären-Zirkulations-Modell ECHAM4.L39(DLR)/CHEM/ATTILA zwei Zeitscheibenexperimente erstellt. Beide Zeitscheibensimulationen wurden über einen 20-jährigen Zyklus integriert: Eine Simulation wird mit den atmosphärischen Bedingungen des Jahres 2000 und den SSTs (engl.: Sea Surface Temperature) von 1995-2004 durchgeführt und ein weiteres mit mit den gleichen atmosphärischen Bedingungen aber geänderten SSTs und einer Meereisbedeckung aus dem Jahresmittel von 2089-2099. Die gleichzeitige Modifizierung des arktischen wie antarktischen Meereises erlaubt eine hemisphärischen Gegenüberstellung. Dies hat den Vorteil, dass geringe stratosphärische Signale mit möglichen statistischen Unsicherheiten dennoch aufgrund von Analogien in der Nord- und Südhemisphäre nicht vernachlässigt und untersucht werden können.

Durch den Vergleich beider Zeitscheibenexperimente taten sich bei der Betrachtung globaler saisonaler Mittel in der Stratosphäre jeweils nur in hohen Breiten während der Wintermonate statistisch signifikante Unterschiede in der Temperatur und Ozonkonzentration hervor. Die gegenläufigen Reaktionen zwischen der Temperatur und der Ozonkonzentration lassen einen dynamisch angetriebenen Prozess vermuten. Eine nähere Untersuchung der polaren Temperaturanomalie ergaben hemisphärische Analogien in der atmosphärischen Response. Unter anderem sind die größten Temperaturänderungen in Phasen der stärksten Wellenanregen zu beobachten. Weitere Analysen des meridionalen Wärmeflusses zeigten wesentliche Ähnlichkeiten zu der Struktur der polaren Temperaturanomalien. Parallel zu den stärksten Änderungen im meridionalen Wärmefluss wurden die größten Unterschiede der planetaren Wellenamplituden zwischen beiden Simulationen festgestellt. Diese Hinweise auf einen dynamischen Response werden mit Hilfe der für beide Zeitscheibenexperimente durchgeführten Korrelationen von stratosphärischen Temperaturen und meridionalen Wärmeflüssen aus dem Tropopausenbereich überprüft. Es zeigt sich in den Monaten großer atmosphärische Reaktionen ein linearer Zusammenhang der Anomalien des meridionalen Wärmeflusses und der darauf folgenden polaren, stratosphärischen Temperaturänderungen.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Grundlagen</b>	<b>3</b>
2.1	Klimabegriff . . . . .	3
2.2	Klimawandel . . . . .	3
2.3	Struktur der Atmosphäre . . . . .	4
2.4	Dynamik der Atmosphäre . . . . .	5
2.5	Polwärtiger Wärmefluss . . . . .	7
2.6	Stratosphärisches Ozon . . . . .	8
<b>3</b>	<b>Modellbeschreibung</b>	<b>11</b>
3.1	ECHAM4 . . . . .	11
3.2	ECHAM4.L39 . . . . .	12
3.3	CHEM . . . . .	13
3.4	ATTILA . . . . .	13
3.5	Klimasimulationstypen . . . . .	14
3.6	Modellvalidierung . . . . .	14
<b>4</b>	<b>Modellsimulationen und Daten</b>	<b>19</b>
4.1	R2000 Zeitscheibe . . . . .	19
4.2	ICE2000 Zeitscheibe . . . . .	20
4.3	Meereisbedeckung . . . . .	20
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>25</b>
5.1	Veränderungen in Bodennähe . . . . .	25
5.2	Response Global . . . . .	29
5.2.1	Globaler Temperaturresponse . . . . .	29
5.2.2	Globaler Ozonresponse . . . . .	30
5.2.3	Globaler Response Zonalwind . . . . .	32
5.2.4	Fazit . . . . .	34
5.3	Analysen in der Polarregion . . . . .	34
5.3.1	Änderungen der polaren Temperaturen . . . . .	34
5.3.2	Polwärtiger Wärmefluss . . . . .	38
5.3.3	Vergleich der zonalgemittelten Welle1 . . . . .	45
5.3.4	Korrelationen nach Newman et al. (2001) . . . . .	47
5.3.5	Newman Korrelation der Differenzen . . . . .	50
5.4	Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	53

<b>6</b>	<b>Diskussion und Ausblick</b>	<b>55</b>
<b>A</b>	<b>Mathematische Methoden</b>	<b>59</b>
A.1	Fourieranalyse . . . . .	59
A.2	Student-T-Test . . . . .	60
<b>B</b>	<b>Bildanhang</b>	<b>63</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>67</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>69</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

Spätestens seit der Veröffentlichung des vierten IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Berichtes im Jahre 2007 (IPCC, 2007) ist es wissenschaftlich erwiesen, dass der Klimawandel nicht alleine auf natürliche Vorgänge in der Atmosphäre, in den Ozeanen oder auf der Erdoberfläche zurückzuführen, sondern ein vom Menschen angetriebener Prozess ist. Demnach ist in der wissenschaftlichen Gemeinschaft allgemein anerkannt, daß der in den letzten 100 Jahren beobachtete Anstieg der troposphärischen Temperaturen zum Beispiel vorwiegend auf die anthropogene Erhöhung der Treibhausgaskonzentrationen zurückzuführen ist. Im vorangegangenen Jahrhundert nahm die bodennahe Temperatur im globalen Durchschnitt etwa um 0.74 K zu (IPCC, 2007). Besonders für die arktische Region wurde ein überdurchschnittlich starker Temperaturanstieg festgestellt. Aus Langzeitmessungen wurden für das 20. Jahrhundert regionale Temperaturzunahmen von mehr als 2 K in der Nordpolarregion ermittelt (IPCC, 2007).

Das Klima der Polarregionen ist offensichtlich im besonderen Maße einem Wandel unterworfen. Im Zusammenhang mit den lokal unterschiedlichen Temperaturänderungen, konnte in den letzten Dekaden speziell für die Nordhemisphäre ein dramatischer Rückgang der Meereisdicke und Sееeisverteilung festgestellt werden (Comiso, 2003). Anhand von Satellitenmessungen lässt sich kontinuierlich andauernder Rückgang der arktischen Eisflächen ableiten. Insbesondere während der Sommermonate ist dies gut zu beobachten (Lemke et al., 2007). Große Teile des Nordpolarmeeres sind eisfrei und eröffnen so neue schiffbare Zonen (Eyring et al., 2005).

Neben den Messdaten konnte mithilfe von numerischen Klimasimulationsstudien außerordentliche jahreszeitliche Schwankungen der nordpolaren Meereisbedeckung bestätigt werden. Ursache ist die durch ansteigende Treibhausgaskonzentrationen erhöhte Temperatur in hohen Breiten am Erdboden (Zhang and Walsh, 2006). Klimaprojektionen des vierten IPCC Berichtes zufolge erwartet man bereits im Verlauf des 21. Jh. einen eisfreien arktischen Ozean während der Sommermonate. In Abhängigkeit des jeweiligen Szenarios kann dies auch schon in den kommenden Dekaden eintreten (Holland et al., 2006). Das weitere Abtauen der arktischen Eiskappe wird möglicherweise schneller als prognostiziert voran schreiten. Ein Ensemble von Klimamodellen des IPCC konnte den aus Beobachtungsdaten gewonnenen Trend der arktische Meereisbedeckung aus den letzten Dekaden reproduzieren, jedoch wurde der Rückgang der Eisflächen größtenteils unterschätzt (Stroeve et al., 2007). Aufgrund großer Schwankungen in Darstellung arktischer Oberflächentemperaturen einzelner Klimamodelle wurde beispielsweise das Ausmaß des verstärkten Klimawandels der Nordpolarregion stark diskutiert (Serreze and Francis, 2006). Zahlreiche Studien verwenden Atmosphären-Zirkulations-Modelle um die Effekte einer saisonal eisfreien Arktis auf die darüber liegende Atmosphäre zu untersuchen. Die fest vorgeschriebenen Bedingungen der Meereisbedeckung werden z. B. aus Simulationen oder Beobachtungen ge-

wonnen. Diese Daten können entweder als “realistische“ Randbedingungen eingesetzt (Alexander et al., 2004; Singarayer et al., 2006; Bhatt et al., 2008), oder mit verstärkten Amplituden für bestimmte Sensitivitätsstudien verwendet werden. Eine räumliche Modifizierung dieser Amplituden erlaubt eine Untersuchung lokaler Reaktionen der Atmosphäre. So konnte gezeigt werden, dass starke Änderungen der Meereisbedeckung im atlantischen Sektor zu Änderungen der Nordatlantischen Oszillation führen (Magnusdottir et al., 2004; Deser et al., 2004).

Neben der Temperatur werden auch Änderungen der troposphärischen Zirkulationsmuster und damit verbundenen geographischen Verteilung von Niederschlägen und der sogenannten “Storm-Tracks“ als möglicherweise Ursache einer verringerten Meereisbedeckung diskutiert (Sewall and Sloan, 2004; Singarayer et al., 2006; Gerdes, 2006; Seierstad and Bader, 2009).

### **Aufbau der Arbeit**

Die in Zukunft zu erwartende Abnahme des Seeesises hat weitläufige Auswirkungen auf die Atmosphäre. Ziel dieser Arbeit ist es, die Reaktionen der Atmosphäre auf eine reduzierte polare Meereisfläche zu untersuchen. Insbesondere sind die Reaktionen der dynamischen Prozesse der unteren Stratosphäre von großem Interesse. Hierfür werden zwei Zeitscheibenexperimente simuliert, die sich in ihrer polaren Meereisverteilung wesentlich unterscheiden. Eine Referenzzeitscheibensimulation, die den aktuellen Klimazustand darstellt und eine weitere Zeitscheibensimulation mit einer zukünftigen Meereisprojektion. Bisher wurden Meereis-Sensitivitätsstudien überwiegend für die Nordhemisphäre durchgeführt. Daher sind in der vorliegenden Arbeit gleichzeitig arktische wie antarktische Meereisoberflächen geändert worden. Das ermöglicht einen hemisphärischen Vergleich. Der Vorteil besteht darin, dass die ohnehin meist schwachen stratosphärischen Signale durch Analogien auf der Nord- und Südhalbkugel besser zu erkennen sind. Insbesondere die hohe Jahr-zu-Jahr Variabilität der Dynamik der Nordhemisphäre macht eine Bewertung kleiner Änderungen hinsichtlich der statistischen Signifikanz schwierig.

Diese Arbeit beginnt mit einer kurzen Einführung des meteorologischen Hintergrundwissens. Es folgen die Beschreibungen des verwendeten Klima-Chemie-Modells und der Konfiguration der Zeitscheibenexperimente.

In den Ergebnissen wird zunächst ein Überblick der globalen atmosphärischen Reaktionen der Temperatur, Ozonkonzentration und des Zonalwindes gegeben. Weitere Analysen konzentrieren sich dann auf die polaren Regionen. Die dort festgestellten Temperaturanomalien werden hinsichtlich dynamischer Ursachen untersucht.

Abschließend werden die Ergebnisse diskutiert und weiter führende Arbeiten zur Klärung unbeantworteter Fragen vorgeschlagen.



# Kapitel 2

## Grundlagen

### 2.1 Klimabegriff

Der Klimabegriff im alltäglichen Gebrauch ist eher unspezifisch und nicht sehr stark abgegrenzt. Aus diesem Grund ist es sinnvoll, im Rahmen dieser Arbeit kurz die Definition des Klimas zu rekapitulieren. Einer freien Übersetzung des IPCC (IPCC, 2007) zufolge wird das Klima im allgemeinen Sinne als das “durchschnittliche Wetter” verstanden. Strenger genommen ist es die statistische Beschreibung der mittleren Abweichungen der relevanten Größen über einen Zeitraum, der von Monaten bis hin zu Jahrtausenden reichen kann. Als typischen Zeitraum werden von der WMO (World Meteorological Organisation) 30 Jahre vorgeschlagen. Relevante Größen sind oftmals Oberflächenvariablen wie zum Beispiel Temperatur, Niederschlag und Wind. Maßgeblicher Antrieb unseres Klimas ist die von der Sonne ausgehende und auf die Erde einfallende Strahlung. So kann auch schon die natürliche Variabilität der solaren Einstrahlung (z.B. der 11 jährige Sonnenzyklus) das Klima beeinflussen (Drew Shindell et al., 1999). Die sich in der Atmosphäre befindlichen sogenannten Treibhausgase, z.B. Kohlenstoffdioxid ( $CO_2$ ), Distickstoffmonoxid ( $N_2O$ ), Methan ( $CH_4$ ) und Wasserdampf ( $H_2O$ ), absorbieren von der Erdoberfläche kommende langwellige Wärmestrahlung und geben ebenfalls wieder langwellige Wärmestrahlung an ihre Umgebung ab. Der auf die Erde gerichtete Anteil erwärmt zusätzlich zu der solaren Einstrahlung die Erdoberfläche. Dieser Prozess wird oft auch als natürlicher Treibhauseffekt bezeichnet, da ohne Treibhausgase die global gemittelte Oberflächentemperatur anstelle von 288 K (15°C) etwa nur 255 K (-18°C) betragen würde.

### 2.2 Klimawandel

Im Zuge der weltweiten Industrialisierung (beginnend 2. Hälfte d. 18. Jh.) erfolgte ein bis heute anhaltender und weiterhin stetiger Anstieg der Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre. Insbesondere durch die Verbrennung fossiler Energieträger wird  $CO_2$  freigesetzt. Dadurch wird der natürliche Treibhauseffekt durch den Menschen verstärkt und führt zu geänderten physikalischen, dynamischen und chemischen Eigenschaften der Atmosphäre, die wesentlich unser Klima beeinflussen können.

So zeigt die Analyse der aus Beobachtungsdaten berechnete Trend der letzten Dekaden eine globale Erwärmung der unteren und mittleren Troposphäre und eine globale Temperaturabnahme der unteren Stratosphäre (Randel et al., 2009). Für die zukünftigen Dekaden können Klimaprojektionen ein Fortbestehen dieser Tendenzen bestätigen (WMO, 2007).

In der geographischen Verteilung sind im Besonderen in den Polargebieten große Temperaturänderungen festzustellen. Beispielsweise wurden in Langzeitmessungen für das 20. Jahrhundert regionale Temperaturzunahmen von mehr als 2 K in der Nordpolarregion ermittelt (IPCC, 2007). Aufgrund dieser starken Erwärmung ist ein besonders rascher Rückgang der polaren Meereisbedeckung zu beobachten. Dadurch vollzieht sich ein extremer Wandel der Bodenalbedo, von einer zuvor hellen Eisflächen, die einen Großteil der einfallenden solaren Strahlung reflektieren konnte, hinzu einer verhältnismäßig dunklen Wasseroberfläche, die im Vergleich dazu viel kurzwellige Strahlung absorbiert. Abgesehen dieser lokalen, physikalischen Prozesse, tragen eine Vielzahl weiterer, teilweise auch noch nicht so gut verstandener, Rückkopplungsmechanismen zum polaren Klimawandel bei. Möglicherweise kann eine starke Reduzierung des Meereisflächen einen Einfluss auf den globalen meridionalen Temperaturgradienten haben und somit eine Änderung der Zonalwinde (Gl.2.1) bewirken. Die Arbeit von Singarayer et al. (2006) zeigt zum Beispiel hinsichtlich arktischer Eisanomalien Änderungen in der geographischen Verteilung der Stormtracks.

Weitere durch den Klimawandel verursachte globale Veränderungen konnten im Zusammenhang mit ansteigenden Meeresoberflächentemperaturen (Sea Surface Temperature, kurz SST) eine Zunahme der Wellenaktivität in der Atmosphäre nachgewiesen werden (Butchart et al., 2006; Deckert and Dameris, 2008; Garny, 2010). Durch Änderungen der SSTs ist ein verstärkter Transport von Wellenenergie in die Stratosphäre registriert worden. Dieser zusätzliche Energieeintrag in der mittleren Atmosphäre kann die Dynamik stark beeinflussen (siehe Abschnitt 2.4). Die sogenannte Brewer-Dobson-Zirkulation (BDZ) ist ein meridionaler, beide Hemisphären umfassender Luftmassentransport, welcher durch großskalige planetare Wellen aus den mittleren Breiten angetrieben wird. Im Zuge der ansteigenden SSTs erwartet man eine Verstärkung der BDZ. Eine Möglichkeit dies zu untersuchen ist die Analyse der meridionalen Wärme Flüsse, die ein Maß für die transportierte Wellenenergie darstellen. Bei einer höheren planetaren Wellenaktivität ist mit einer Zunahme im meridionalen Wärme flux zu rechnen. Entsprechendes gilt für eine niedrigere Wellenaktivität.

Neben Treibhausgasen wurden Anfang der 1930er Jahre verstärkt Fluorkohlenwasserstoffe (kurz FCKWs) in die Atmosphäre emittiert. Durch ihre lange chemische Lebensdauer und das in ihnen enthaltene Chlor ( $Cl_2$ ) haben sie eine große Ozon zerstörende Wirkung. Dies führte zu einer starken Ausdünnung der Ozonschicht. Infolge des Montrealer Protokolls 1987 wurden FCKWs verboten. Hinsichtlich der nun abnehmenden Konzentration der Ozon zerstörenden Substanzen konnten Messungen und Klimasimulationen Tendenzen einer beginnende Erholung der Ozonschicht für das Ende des 20. Jh. feststellen (WMO, 2011). Daher ist es äußerst interessant die stratosphärischen, klimatologischen Vorgänge während des Jahrhundertwechsels, insbesondere der Zeitraum um das Jahr 2000, zu untersuchen.

## 2.3 Struktur der Atmosphäre

Eine Unterteilung der Atmosphäre kann anhand des vertikalen Temperaturverlaufs vorgenommen werden. In der unteren Atmosphäre, der Troposphäre, finden alle Wettervorgänge statt. Sie schließt mit der Tropopause ab. Die Höhe der Tropopause ist abhängig von der geographischen Breite, an den Polen liegt sie bei etwa 9 km und am Äquator bei etwa 17 km.

Die Temperatur der Troposphäre nimmt nach oben hin ab und an ihrem Oberrand fallen die Werte unter  $-50^{\circ}C$ . In der sich anschließenden Stratosphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe wieder zu, bis sie am oberen Rand, der Stratopause, bei etwa 50 km, Werte um  $0^{\circ}C$  erreicht. Die positive Temperaturzunahme innerhalb der Stratosphäre ist durch das hier vorhandene Ozon zu

erklären. Ozon absorbiert ultraviolette Strahlung der Sonne und wandelt sie in Wärmestrahlung um (siehe Abschnitt 2.6).

Zusätzlich zur vertikalen Temperaturverteilung ist wegen der unterschiedlich intensiv einfallenden Solarstrahlung eine Breitenabhängigkeit zu beachten.

Prinzipiell ist die troposphärische Temperaturverteilung bezogen auf den Äquator symmetrisch. Die höchsten Temperaturen sind im Bereich der Tropen zu finden und nehmen zu hohen Breiten hin ab. Im Jahresgang verschiebt sie das Maximum in die jeweilige Sommerhemisphäre.

In der Stratosphäre wird die Temperatur im Wesentlichen durch die Ozonkonzentration beeinflusst. Durch die Brewer-Dobson-Zirkulation (siehe Abschnitt 2.4) erfolgt ein meridionaler Ozontransport von den Tropen hin zum Sommerpol. Dadurch ist der Bereich der tropischen unteren Stratosphäre verhältnismäßig kalt (ca. 200 K) und die Temperatur nimmt in Richtung Pol der Sommerhemisphäre zu. Die stratosphärische Winterhemisphäre ist durch den dort vorherrschenden Polarwirbel geprägt. Dieser isoliert gewissermaßen die winterlichen polaren Luftmassen. Wegen der hier fehlenden solaren Einstrahlung können somit die Temperaturen der polaren unteren Stratosphäre sehr stark bis unterhalb 195 K abkühlen.

Das troposphärische Zirkulationssystem besteht aus mehreren Zellen. Prominente Beispiele sind die in den Tropen und Subtropen befindliche Hadley Zelle mit den bekannten Passatwinden oder in den mittleren Breiten die Ferrel Zelle mit den dort bestehenden Westwinden.

Die Windsysteme in der Stratosphäre werden wesentlich durch die breitenabhängige solare Heizrate, thermische Ausstrahlung und dynamische Prozesse (z. B. planetare Wellen siehe Abschnitt 2.4) bestimmt. Es besteht ein hemisphärischer Unterschied, da zwischen der Nord- und Südhalbkugel, wie nachfolgend erläutert wird, ein großer Unterschied in der Dynamik besteht. Der meridionale Temperaturgradient der Stratosphäre ist stark abhängig von der solaren Einstrahlung und der thermischen Ausstrahlung. Diese wiederum sind entscheidend durch die Jahreszeit geprägt. Der thermischen Windbeziehung (Gl. 2.1) zur Folge sind daher in der mittleren Atmosphäre im Sommer überwiegend Ost- und im Winter Westwinde zu beobachten.

Aufgrund der oberen Begrenzung des in dieser Arbeit verwendeten Modells lassen sich ausschließlich die Troposphäre und die Stratosphäre bis in eine Höhe von 30 km untersuchen. Grundsätzlich ist die Stratosphäre wegen ihres nach oben hin positiven Temperaturgradienten stabil geschichtet. Der vertikale Luftmassenaustausch innerhalb der Stratosphäre ist relativ gering. Dennoch ist die Stratosphäre keine isolierte Schicht und kann mit der darunterliegenden Troposphäre wechselwirken. Beide Atmosphärenschichten sind über dynamische Prozesse gekoppelt.

## 2.4 Dynamik der Atmosphäre

Der globale Transport von Luftmassen wird grundlegend durch die mit der Atmosphäre wechselwirkende solare Strahlung angetrieben. So ist am Äquator auf Grund der steiler einfallenden Sonneneinstrahlung die Erwärmung größer als an den Polen. Dies führt zu großräumigen Druckunterschieden zwischen hohen und niederen Breiten, die durch Winde ausgeglichen werden. Zusätzlich wird dieser meridionale Luftmassentransport anhand der aus der Erdrotation resultierenden Corioliskraft in Flussrichtung nach rechts abgelenkt und es bilden sich großskalige zonale Windsysteme aus. In der Troposphäre sind die zuvor genannten Passatwinde ein bekanntes Beispiel für einen solchen Zonalwind.

Eine mathematische Beschreibung des Zonalwindes kann mithilfe der thermischen Windbeziehung (Gl. 2.1) formuliert werden.

$$v_t = \frac{R}{f} \left( \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial x} \right) Z \quad (2.1)$$

mit	$v_t$	:=	Thermischer Wind zonale Komponente
	$R$	:=	allg. spezifische Gaskonstante
	$f$	:=	Coriolisparameter
	$\partial/\partial x$	:=	Ableitung in meridionaler Richtung
	$\langle T \rangle$	:=	vertikales Temperaturmittel
	$Z$	:=	log. Differenz zweier Druckniveaus

Wie aus Gleichung (2.1) hervorgeht, ist die Stärke und Richtung des Zonalwindes vom meridionalen Temperaturgradienten abhängig. Mögliche Änderungen im Zonalwind sind daher wahrscheinlich auf einen geänderten, meridionalen Temperaturgradienten zurückzuführen.

Neben den Windsystemen haben atmosphärische Wellen einen großen Einfluss auf die Dynamik. Es handelt sich hierbei um periodische Bewegungen der Atmosphäre. Diese können in unterschiedliche Typen und Klassen unterteilt werden.

Hinsichtlich klimatologischer Zeitskalen nehmen planetare Wellen eine wichtige Rolle ein. Wie ihr Name schon andeutet, handelt es sich hierbei um Wellen mit sehr großer räumlicher Ausdehnung. Ihre Wellenlängen betragen mehrere tausend Kilometer und können eine ganze Hemisphäre umspannen. Planetare Wellen entstehen durch Störungen im Strömungsfeld der großskaligen Luftmassenbewegungen. Diese können orographisch (z.B. große Gebirgsketten) oder thermisch (verschiedene Wärmekapazitäten von Land- und Seemassen) bedingt sein. Weitere Auslöser können kleinskalige Störungen, wie außertropische Zyklone oder ein Vulkanausbruch darstellen. In den mittleren Breiten wird die größte Wellenaktivität beobachtet. Infolge der unterschiedlichen hemisphärischen Land/Seeverteilung ist sie auf der Nordhemisphäre häufiger und verstärkt festzustellen als in der Südhemisphäre.

Die Diagnose atmosphärischer Wellen kann z. B. durch eine Fourieranalyse (siehe Anhang) des Geopotentialfeldes erfolgen. In diesem Fall wird das Geopotentialfeld in ein diskretes Spektrum von Wellen mit verschiedener Wellenzahl und Frequenz zerlegt. Werden bei der Analyse zum Beispiel nur Wellen mit der zonalen Wellenzahl 1 berücksichtigt, so spricht man von der Welle 1. Analog gilt dies auch für höhere Wellenzahlen.

Planetare Wellen breiten sich nicht nur in horizontaler Richtung, sondern auch in vertikaler Richtung aus. So können unter Umständen Wellen, die in der Troposphäre generiert wurden, weit in die Stratosphäre und darüber hinaus propagieren, bis sie schließlich brechen und ihre Energie an den Grundstrom abgeben. Gemäß dem Charney-Drazin-Kriterium ist es stationären planetaren Wellenstörungen möglich, sich vertikal auszubreiten, wenn gemäßigte Westwinde überwiegen (Charney and Drazin, 1961). In der Stratosphäre sind im wesentlichen Wellen mit kleiner Wellenzahl, insbesondere Welle1 und Welle2, gut zu beobachten. Bei Ostwinden oder zu starken Westwinden werden die Wellen gedämpft und können sich nicht weiter vertikal ausbreiten. So ist in der Stratosphäre überwiegend auf der Winterhemisphäre eine verstärkte Wellenaktivität festzustellen. Ursache sind die dort vorherrschenden Westwinde. Im Gegensatz dazu setzen sich in der Sommerstratosphäre Ostwinde wieder durch und erschweren so eine vertikale Ausbreitung planetarer Wellen. Die Wechselwirkung der vertikal ausbreitenden großskaligen, planetaren Wellen mit dem Grundstrom in der mittleren Atmosphäre ist maßgeblicher Antrieb der Brewer-Dobson-Zirkulation (kurz BDZ). Die in der stratosphärischen Winterhemisphäre brechenden planetaren Wellen geben einen Impuls in Richtung des jeweiligen Winterpols ab. Dies wirkt wie eine Art "Staubsauger" auf Luftmassen in niederen Breiten. Die BDZ beschreibt eine großskalige, meridionale Zirkulation der Stratosphären: Aufsteigen in den Tropen, Transport in höhere Breiten und Absinken am Winterpol.

## 2.5 Polwärtiger Wärmefluss

Wie Eliassen und Palm bereits 1961 zeigen konnten, wechselwirken planetare Wellen mit den großen Luftmassenströmungen der Atmosphäre (Eliassen and Palm, 1961). Schlüsselvariable der zugrundeliegenden Theorie ist der nach ihnen benannte Eliassen-Palm-Fluss-Vektor  $\mathbf{F}$  (kurz EP-Vektor). Da der EP-Vektor eine breitenkreismittelte Größe ist, liegt er in einer meridionalen Ebene. Seine Richtung zeigt den Fluss der Wellenenergie an und die Komponenten enthalten das Zonalmittel des Wärmeflusses  $\overline{v'T'}$  und das des Impulsflusses  $\overline{v'u'}$ . Der meridionale Wärmefluss  $\overline{v'T'}$  ist proportional zur vertikal (Gl. 2.4) und  $\overline{v'u'}$  ist proportional zur meridionalen (Gl. 2.3) Komponente des EP-Vektors. Es kann gezeigt werden, dass die Divergenz des EP-Vektors verhältnismäßig zu der Änderung des Zonalwindes im Breitenkreismittel ist.

$$\mathbf{F} = \mathbf{j}F_y + \mathbf{k}F_z \quad (2.2)$$

$$F_y = -\rho_0 \overline{u'v'} \quad (2.3)$$

$$F_z = -\rho_0 f_0 R \overline{v'T'} / (N^2 H) \quad (2.4)$$

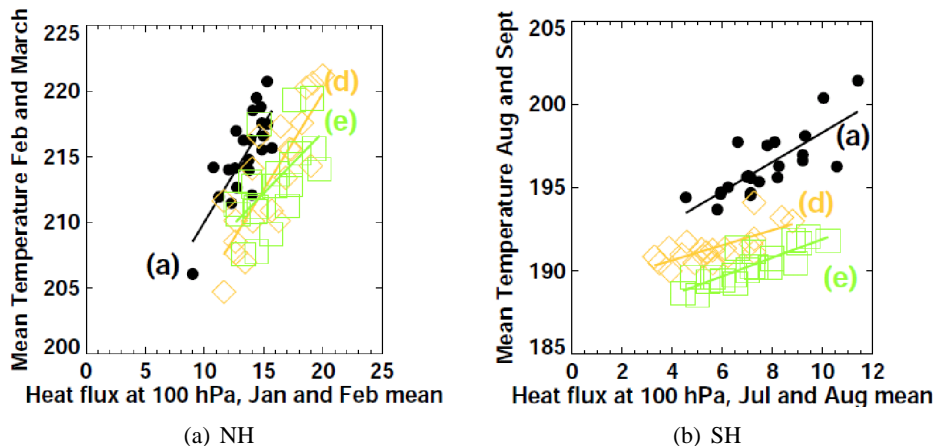
mit	$R$	:=	allg. spezifische Gaskonstante
	$\rho_0$	:=	Dicht in einer vorgegebenen Höhe
	$f_0$	:=	konstanter Coriolisparameter
	$N$	:=	Brunt-Väisälä Frequenz
	$H$	:=	vorgegebene Höhe

Oftmals wird die Wellenenergie planetarer Wellen mit Hilfe des meridionalen Wärmeflusses angegeben.  $\overline{v'T'}$  setzt sich aus einem stationären und einem transienten Anteil zusammen. Die stationäre Komponente berechnet sich aus dem zonalen Mittel der täglichen zonalen Abweichungen des Monatsmittels des Produktes von Zonalwind und Temperatur. Der transiente Anteil ergibt sich aus dem Zonalmittel der täglichen Abweichungen vom Monatsmittelwert des Produktes aus Zonalwind und Temperatur. Daher ist der meridionale Wärmefluss alleine, nur ein indirektes Maß planetarer Wellenaktivität.

Neben der Interaktion mit dem Zonalwind, nehmen Wellen auch Einfluss auf die Temperatur in der Atmosphäre. Beispielsweise beschreibt eine von Newman et al. (2001) veröffentlichte Methode eine Bewertung der Reaktionen der polaren stratosphärischen Temperaturen auf die in mittleren Breiten auftretende atmosphärische Wellenaktivität.

Es wurde festgestellt, dass die über etwa einen Zeitraum von zwei Monate gemittelten Tageswerte des zonal gemittelten Wärmestromes  $\overline{v'T'}$  (jeweils auf beiden Hemisphären) während des Mitt- bis Spätwinters hohe Korrelationen mit denen der gemittelten Temperaturen der polaren Stratosphäre während des Spätwinters aufweisen. Speziell wurden aus Satellitendaten für die Nordhemisphäre Mittelwerte der Temperatur von 1. bis 15. März für ein Höhenniveau von 50 hPa und ein Breitenmittel von 60°N bis 90°N mit den Mittelwerten des zonal gemittelten Wärmeflusses von 15. Januar bis 28. Februar für ein Höhenniveau von 100 hPa und einem Breitenmittel von 40°N bis 80°N verglichen. Es zeigt sich ein linearer Zusammenhang von  $\overline{v'T'}$  und der darauf folgenden Temperatur der unteren Stratosphäre. Auf vorangegangene hohe Zahlenwerte der Wärmeflüsse folgten hohe Werte der polaren Stratosphärentemperatur. Entsprechend folgten auf zuvor geringe  $\overline{v'T'}$  niedrige Temperaturen (siehe Abb. 2.1). Damit konnten Newman

und Kollegen zeigen, dass im Winter der aus Reanalysen gewonnene meridionale Wärmefluss Ursache für darauf folgende Temperaturänderungen in der unteren mittleren Atmosphäre sind. In nachfolgenden Arbeiten haben sich folgende Konfigurationen der Newman Korrelation etabliert: Im Nordwinter korreliert man das Mittel von Januar-Februar von  $\overline{v'T'}$  auf 100 hPa und einem Breitenmittel von  $40^\circ$  bis  $80^\circ$  mit den in 30 Tagen folgenden Temperatur auf 30 hPa und einem Breitenmittel von  $60^\circ$  bis  $90^\circ$  für das Mittel Februar-März. Im Südwinter wird mit den analogen Breitenmitteln und den entsprechenden Höhenniveaus das Mittel für  $\overline{v'T'}$  von Juni-August und für die Temperatur von August-September verwendet.



**Abbildung 2.1:** Vergleich der Korrelation nach Newman. schwarz: Beobachtungen, gelb: entsprechend für den Beobachtungszeitraum transiente Simulation mit MA-ECHAM CHEM 1990 run, grün: entsprechende transiente Simulation mit E39C (Austin et al., 2003)

## 2.6 Stratosphärisches Ozon

Ozon ist ein weiteres wichtiges, klimarelevantes Gas. Durch photochemische Prozesse reichert es sich in der Stratosphäre an und bildet dort die vor schädlicher UV-Strahlung schützende Ozonschicht. Abgesehen von chemischen Prozessen, ist die stratosphärische Ozonkonzentration abhängig von der Dynamik. Die Betrachtung von Ozon bietet daher Hinweise Abläufe in der Atmosphäre in dynamische oder chemische Kategorien einzuordnen.

Die Grundlage der stratosphärischen Ozonchemie bildet der sogenannte Chapman-Zyklus (Chapman, 1930). Er beschreibt die Bildung und den Abbau von Ozon. Die gemessenen stratosphärischen Ozonkonzentrationen lassen sich nicht alleine durch den Chapman-Zyklus erklären, da dessen Abbaureaktionen zu langsam verlaufen und man so zu hohe Konzentrationen berechnen würde. Für eine realistischere Betrachtung müssen bei den ozonzerstörenden Reaktionen temperaturabhängige katalytische Prozesse beachtet werden. Niedrige Temperaturen führen zu einer langsameren und entsprechend hohe Temperaturen zu einer schnelleren Ozonzerstörung.

In den Polargebieten spielen zusätzlich weitere sogenannte heterogene Reaktionen eine wichtige Rolle. Während der Wintermonate kühlen die Luftmassen über den Polkappen sehr stark ab. Bei einer Temperatur unterhalb von etwa 195 K ( $-78^\circ\text{C}$ ) können sich polare Stratosphärenwolken bilden. Auf deren Wolkenteilchenoberfläche laufen dann heterogene Reaktionen ab. Dabei werden Moleküle freigesetzt (z. B.  $\text{ClO}$ ), die im Folgenden zum Ozonabbau maßgeblich beitragen. Gleichzeitig werden in den Wolkenpartikeln Moleküle gebunden, die durch Sedimentati-

on aus bestimmten Atmosphärenschichten nach unten verfrachtet werden. Oftmals können dies oxidierte Stickstoffverbindungen sein (z. B.  $HNO_3$ ), die Ozon abbauende Stoffe in inaktive Verbindungen zurückführen. Diese soeben besprochenen besonderen Prozesse während des Winters können unter Umständen den chemischen Hintergrund der Stratosphäre in soweit verändert, dass es im Frühjahr, mit aufgehender Sonne, zu einer verstärkten Ozonzerstörung kommt und Phänomene wie das Ozonloch entstehen. Eine genauere Beschreibung der heterogenen Ozonchemie der Stratosphäre ist in Dameris et al. (2007) nach zu lesen.

Zusätzlich wird die Ozonkonzentration durch dynamische Prozesse beeinflusst. In der unteren Stratosphäre ist die chemische Lebensdauer von Ozon relativ groß. Aus diesem Grund spielen hier Transportprozesse eine wichtige Rolle. Das in der tropischen Stratosphäre gebildete Ozon wird durch die BDZ in Richtung des jeweiligen Winterpols transportiert. Dies führt zu einer ungleichen Ozonverteilung hinsicht der geographischen Breite. So befinden nach einem starken winterlichen Transport die größten Ozonmengen in der jeweiligen Polarregion der Frühlingshemisphäre und nicht in den Tropen.





## Kapitel 3

# Modellbeschreibung

Die für diese Arbeit zur Verfügung gestellten Daten wurden mithilfe des gekoppelten Klima-Chemie-Modells ECHAM4.L39(DLR)/CHEM/ATTILA (kurz E39C-A) erstellt. Hierbei handelt es sich um eine 39-Schichten-Modifizierung des globalen atmosphärischen Zirkulationsmodells ECHAM4, welches mit dem Chemiemodul CHEM gekoppelt ist und in dem das Lagrange'sche Transportschema ATTILA verwendet wird. Im Folgenden werden diese einzelnen Elemente kurz beschrieben.

### 3.1 ECHAM4

ECHAM wurde als 3-dimensionales Zirkulationsmodell am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg und in Kooperation mit dem Max-Planck-Institut für Meteorologie entwickelt. Die Grundlagen des Modells beruhen auf dem spektralen Wettervorhersagemodell des European Center of Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF, **H**AMburger Version). Grundlegende Änderungen mussten vorgenommen werden, um das Vorhersagemodell für Klimarechnungen anwenden zu können. ECHAM4 (Roeckner et al., 1996) ist die vierte weiterentwickelte Version und wurde für die Erstellung der Daten der vorliegenden Arbeit verwendet.

Das Modell basiert auf den sogenannten "primitiven Gleichungen". Diese nichtlinearen Differentialgleichungen ermöglichen unter Zuhilfenahme prognostischer Variablen wie Vorticity, Divergenz, Temperatur, Logarithmus des Bodendrucks, spezifische Feuchte und flüssiges oder gefrorenes Wolkenwasser, eine Beschreibung der klimatologischen, physikalischen Transportprozesse der Atmosphäre. Diese Gleichungen beinhalten die Impulserhaltung, gegeben durch die Navier-Stokes-Gleichung (Gl. 3.1), die thermische Energiegleichung (Gl. 3.2) und die Massenerhaltung, in Form der Kontinuitätsgleichung (Gl. 3.3).

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = -2\omega \times \rho \vec{v} - \nabla p - \rho \nabla \phi + \vec{F}_R \quad (3.1)$$

$$\rho \frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \nabla \cdot \vec{v} - \frac{Q}{c_p} \quad (3.2)$$

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \vec{v} \quad (3.3)$$

mit	$\rho$	:=	Dichte
	$\vec{v}$	:=	dreidimensionaler Geschwindigkeitsvektor in $x$ -, $y$ - und $z$ -Richtung
	$t$	:=	Zeit
	$\omega$	:=	Winkelgeschwindigkeit der Erde
	$p$	:=	Druck
	$\phi$	:=	Geopotential
	$T$	:=	Temperatur
	$c_p$	:=	spezifische Wärmekapazität bei $p$ konst.
	$Q$	:=	diabatische Erwärmung

Die zeitliche Integration wird mit dem semi-impliziten Leap-Frog-Verfahren durchgeführt. Es sind Zeitschritte von 15-40 Minuten möglich. In der vorliegenden Arbeit wird ein Zeitschritt von 30 Minuten verwendet.

Vertikal wird in ECHAM ein hybrid  $\sigma$ - $p$ -Koordinatensystem verwendet, welches in Oberflächennähe geländefolgend ist und mit zunehmender Höhe stetig in Druckkoordinaten übergeht. Im Basismodell wird die Atmosphäre in 19 nicht-äquidistante Schichten unterteilt. Die abschließende oberste Modellschicht ist um 10hPa (entspricht ca. 30km) zentriert, womit man sich in etwa in der mittleren Stratosphäre befindet. Horizontal erfolgt die Berechnung der prognostischen Variablen über die Entwicklung in Reihen von Kugelfunktionen. Diese Reihen werden je nach gewünschter Auflösung bei einer bestimmten Großwellenzahl abgebrochen. Für die Modelldaten wurde nach der 30. Wellenzahl abgebrochen, was modellintern mit T30 bezeichnet wird. T30 entspricht einer horizontalen Auflösung von circa  $6^\circ$  im Ortsraum. Wasserdampf, Wolkenwasser, Tracer diabatische Prozesse sowie alle nicht-linearen Terme werden mittels Fast-Fourier- und einer Legendre-Transformation vom Spektralraum in den Gitterpunktsraum übergeführt. Das entsprechende Gauß'sche Gitter verfügt für T30 in zonaler, wie meridionaler Richtung über eine Auflösung von etwa  $3.75^\circ$ . Soeben genannte Transformation wird ausgeführt, um zum einen den hohen Rechenaufwand der nicht-linearen Gleichungen im Spektralraum zu vermeiden und zum anderen das *Gibbs'sche Phänomen* zu umgehen, welches bei großen horizontalen Gradienten auftritt.

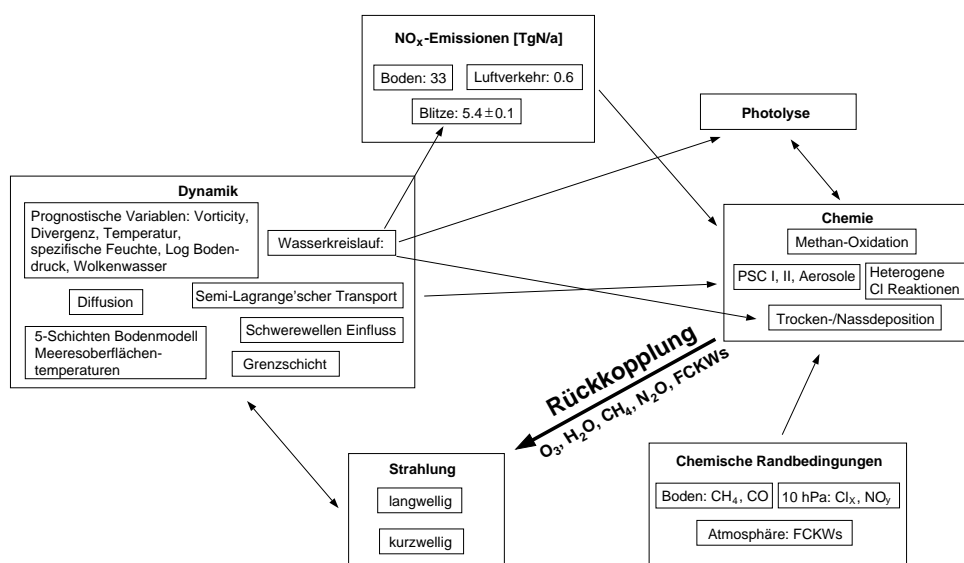
In ECHAM4 ist es notwendig, die unteren Randbedingungen anzugeben, wie zum Beispiel Land-Meer-Verteilung, Orographie, Meeresoberflächentemperatur, Meereisbedeckung, Bodenalbedo, Vegetationsbedeckung und Rauheitslänge. Kleinskalige Prozesse unterhalb der Auflösungsgrenze müssen parametrisiert werden. Das Modell enthält Parametrisierungen für Strahlung, Wolken- und Niederschlagsabbildung, Konvektion, horizontale wie vertikale Diffusion und Prozesse an Landoberflächen.

## 3.2 ECHAM4.L39

Die vom DLR weiterentwickelte Version ECHAM4.L39 besitzt nun gegenüber dem Basismodell eine höhere vertikale Auflösung. An Stelle der Einteilung in 19 Schichten, erfolgt diese nun in 39 Schichten. Der obere Modellrand ist wiederum um 10hPa zentriert. Vorteil gegenüber der ursprünglichen Modellversion ist eine verbesserte vertikale Auflösung der Tropopausenregion von etwa 2km auf 700m. Dadurch ist eine realistischere Darstellung der Prozesse zwischen Troposphäre und Stratosphäre möglich. Insbesondere die planetare Wellenaktivität kann in der unteren und mittleren Stratosphäre wirklichkeitsnäher simuliert werden. Ferner zeigt die Arbeit von Land et al. (1999), dass die DLR Version gegenüber dem Standardmodell verbesserte Transporteigenschaften und eine geringere numerische Diffusion aufweist.

### 3.3 CHEM

CHEM ist ein komplexes dreidimensionales Chemiemodul und wurde am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz aus einem zweidimensionalen Chemietransportmodell entwickelt (Brühl and Crutzen, 1993; Steil et al., 1998). Es ist so konzipiert, dass es an ein Zirkulationsmodell wie ECHAM angekoppelt werden kann. Eine Vielzahl von Spurenstoffen mit unterschiedlichsten Lebensdauern können berücksichtigt werden. Trotz des verwendeten Zeitschritts von 30 Minuten ist eine Auflösung von schnell ablaufenden chemischen Reaktionen möglich. Dies geschieht anhand des sogenannten Familienkonzeptes. Das Familienkonzept fasst Spurenstoffe mit ähnlichen chemischen Eigenschaften zu Stoffgruppen zusammen. Anstelle die zeitliche Entwicklung jeder einzelnen Substanz individuell zu betrachten, wird nun lediglich die betreffende Stoffgruppe, auch oft als Familie bezeichnet, als einzelne Größe im Modell behandelt. Anschließend kann bei Bedarf die Neuverteilung der Konzentrationen der Spurenstoffe durch chemische Integration ermittelt werden. Beispielsweise können mittels nur 12 Stoffgruppen bzw. -familien 107 Gasphasenreaktionen innerhalb 37 unterschiedlicher chemischer Spezies berechnet werden. Dieses Konzept macht das Chemiemodul numerisch sehr effizient und erlaubt Simulationen im klimatologisch relevanten Rahmen durchzuführen. Neben der Umverteilung der Konzentrationen berücksichtigt CHEM auch Wechselwirkungen zwischen Dynamik und Chemie, z. B. über Rückkopplungsprozesse mit dem Strahlungshaushalt. Eine schematische Darstellung dieser Prozesse ist in der folgenden Abbildung 3.3 zu sehen.



**Abbildung 3.1:** Vereinfachte Darstellung der Dynamik-Chemie-Wechselwirkung in ECHAM4.L39(DLR)/CHEM (Hein et al., 2001)

### 3.4 ATTILA

ATTILA (Atmospheric Tracer Transport In a Lagrangian Model) ist ein rein lagrange'sches Transportmodell für passive Spurenstoffe, welches hier anstelle des standardmäßig verwendeten

semi-lagrang'schen Transportmodells benutzt wird. Vorteil gegenüber Euler'schen Modellen ist die absolute Massenerhaltung. Die Luftpakete sind numerisch nicht-diffusiv, da sich nicht die Konzentrationen selber, sondern die Position der Konzentration verändert, d.h. nur der Ort der Luftpakete ändert sich. Für die verwendete räumliche Auflösung T30 und 39 Schichten wird die Modellatmosphäre in  $2^9 * 3^6 (= 373248)$  Luftpakete gleicher Masse untergliedert. Eine detaillierte Beschreibung des lagrange'schen Transportschemas ATTILA findet man bei (Reithmeier and Sausen, 2002).

### 3.5 Klimasimulationstypen

Klimasimulationen können grundsätzlich als transiente oder sogenannte Zeitscheibenexperimente ausgeführt werden. In transienten Simulationsläufen wird das Klimamodell für einen bestimmten Zeitraum (z.B für die Jahre von 1850-2100) mit sich kontinuierlich anpassenden Randbedingungen betrieben. Beispielsweise kann die Konzentration von anthropogen emittierten Treibhausgasen immer wieder angeglichen werden. Bei Zeitscheibenexperimenten hingegen werden die Randbedingungen innerhalb des Jahres (intra-annual) variiert, aber bleiben zwischen jedem simulierten Jahr (inter-annual) unverändert. Dadurch ist die Beschreibung eines Jahresganges möglich, jedoch oszillieren die modellierten Jahre um einen Gleichgewichtszustand. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass bei einer hinreichend großen Anzahl von gerechneten Modelljahren eine statistisch belastbare Aussage getroffen werden kann.

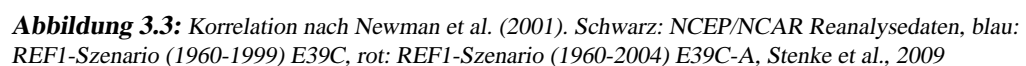
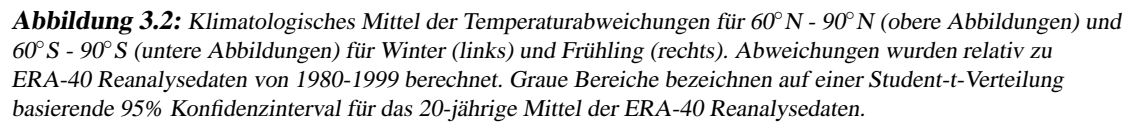
R2000 bezeichnet in dieser Arbeit ein Zeitscheibenexperiment, welches den Zustand der Atmosphäre aus dem Jahre 2000 beschreibt. Eine genauere Beschreibung folgt später.

### 3.6 Modellvalidierung

Die Validierung von Klima-Chemie-Modellen (engl.: chemistry-climate-model, kurz CCM) erfolgt oftmals durch den Vergleich mit Reanalysedaten. Reanalysedaten werden auf der Grundlage von Messungen mit Hilfe von Datenassimilationsverfahren erstellt. Viel verwendete Reanalysedatenbanken sind z. B. ERA-40 von ECMWF oder NCEP/NCAR Reanalysis (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research). Weitere ausführliche Informationen zu den jeweiligen Datenassimilationsverfahren sind unter anderem in Uppala et al. (2005) für ERA-40 und Kanamitsu et al. (2002), Kalnay et al. (1996) und Saha et al. (2010) für NCEP/NCAR zu finden.

E39C-A ist ein vielfach getestetes und bewährtes CCM. So war es auch Bestandteil der internationalen Validierungs- und Vergleichskampagne SPARC CCMVal et al. (2010). In SPARC CCMVal wurden mehrere Ensemble von transienten Klimasimulationen hochleistungsstarker Klima-Chemie-Modelle untersucht. Eine ausführliche Diskussion der Fähigkeiten speziell für E39C-A ist in Stenke et al., 2009 nach zu lesen.

Die polar gemittelte Temperatur ist insbesondere während der Winter- und Frühlingsmonate ein wichtiger Indikator hinsichtlich dynamischer und chemischer Abläufe in der Atmosphäre. Die in SPARC CCMVal et al. (2010) untersuchten polaren Temperaturabweichungen der Winter- und Frühjahrmittel (Abb. 3.2) zeigen für das Modell E39C-A besonders in der Südhemisphäre große Unterschiede zu ERA-40-Reanalysedaten. Prinzipiell werden die antarktischen Temperaturen durch das Modell wesentlich unterschätzt. So betragen z. B. im klimatologischen Mittel die Temperaturabweichungen von E39C-A- zu ERA-40-Daten auf einer Höhe von 30 hPa, während des Monatsmittels Juni-Juli-August etwa -3 K und im Monatsmittel September-Oktober-November



schon etwa -10 K. Die nordpolaren stratosphärischen Temperaturen des Modells liegen meist in der statistischen Streuung der Vergleichsdaten. Lediglich im Winter weichen die modellierten Temperaturen, beginnend in einer Höhe von etwa 30 hPa, wesentlich von den Reanalysedaten ab. Auf der Südhemisphäre werden die polaren Temperaturen systematisch unterschätzt. Hintergrund könnte eine im Modell zu stabile, südpolare Winteratmosphäre sein. Dies wird möglicherweise durch eine zu geringe Wellenaktivität während der Wintermonate verursacht.

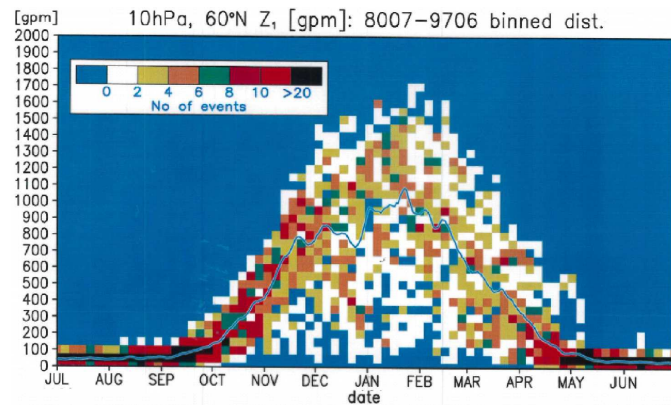
Die Abbildung 3.3 zeigt eine nach Newman et al. (2001) durchgeführte Korrelation des Wärmeflusses mit der Temperatur. Es werden für die Südhemisphäre Reanalysedaten von NCEP/NCAR mit den entsprechenden Ergebnissen transienter Simulationen von E39C-A und dem Vorgängermodell E39C verglichen. Beide Modellversionen zeigen auf dem Niveau einer 95% statistischen Signifikanz eine flachere Steigung der Korrelation. Das deutet daraufhin, dass die Reaktion der Temperatur aufgrund von Änderungen in der Wellenaktivität unterschätzt werden. Die Ursachen hierfür sind derzeit noch rein spekulativ und nicht eindeutig belegt. Dennoch ist es dem Modell E39C-A prinzipiell möglich, den beobachteten Zusammenhang von Temperatur und  $\overline{v'T'}$  darzustellen.

Planetare Wellen haben einen großen Anteil an den dynamischen Prozessen der Atmosphäre und beeinflussen stark unser Klima. Daher sollte ein gutes Modell in der Lage sein planetare Wellen zu reproduzieren. In den folgenden Abbildungen 3.4 werden, jeweils für Beobachtungs- und E39C-A-Daten der Jahresgang, der Welle1-Amplitude dargestellt. Die Messdaten wurden von Steven Pawson zur Verfügung gestellt und zeigen das zeitliche Mittel der Welle1-Amplitude von Juli 1980 bis Juni 1997 auf einem Höhenniveau von 10 hPa und 60° Breite. Für die Darstellung der Modelldaten wurde das klimatologische Mittel der Welle1-Amplituden aus dem Zeitscheibenexperiment R2000 verwendet. Hierbei wurden für die Werte der Amplitude eine Breite von 60° und an Stelle des oberen Modellrandes in 10 hPa eine Höhe von 30 hPa ausgewählt.

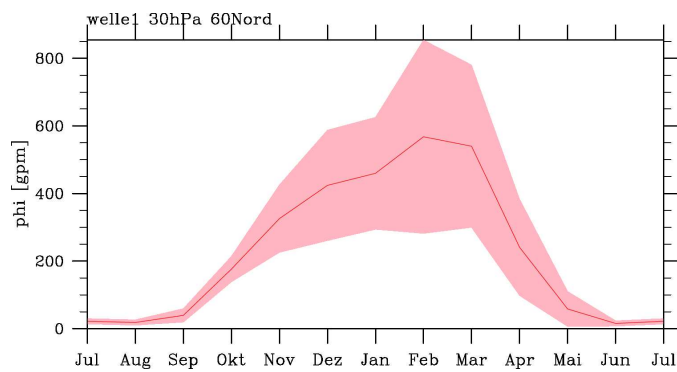
Nimmt man bei einer groben Approximation an, dass das Verhältnis der Welle1-Amplitude zum mittleren Geopotential im selben Höhenniveau gleich bleibt, so ist festzustellen, dass die maximalen Amplituden des Modells auf beiden Hemisphären gut mit denen der Beobachtungsdaten übereinstimmen. Darüberhinaus ist zu erkennen, dass E39C-A den mittleren Jahresgang der Welle1-Amplitude, sowie dessen relative Abweichung, qualitativ gut reproduzieren kann. So wird in der Nordhemisphäre das Plateau zwischen November und Anfang Januar sowie das absolute Maximum während Januar und Februar hinsichtlich des Jahresganges der beobachteten Wellenamplitude gut wiedergegeben.

In der Südhemisphäre scheinen im zeitlichen Mittel die größten Wellenamplituden der Welle1 durch das Modell nicht so lange andauernd und zeitlich verzögert dargestellt zu werden. In den Beobachtungsdaten ist das südhemisphärische absolute Maximum von Anfang September bis etwa Mitte Oktober zu sehen, wohingegen sich in der Referenzsimulation R2000 die größten Amplituden in den November verlagern.

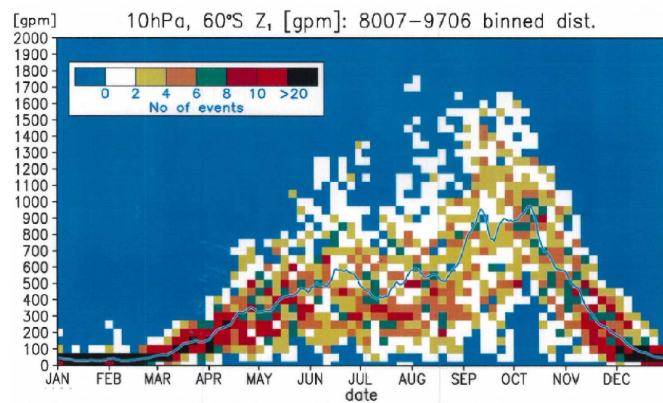
Diese später im Jahr einsetzende und nicht so lange andauernde Wellenaktivität der südlichen Modellhemisphäre könnte einen stabilisierenden Effekt auf dynamische Prozesse der Antarktis im Winter haben. Die stabilere Winteratmosphäre der südpolaren Region steht wiederum im Einklang mit den zuvor gezeigten polaren Temperaturabweichungen des SPARC CCMVal Berichtes, obgleich dieser Vergleich kritisch zu bewerten ist, da hier eine transiente Simulation einem Zeitscheibenexperiment gegenüberstehen. Beispielsweise werden in der vorliegenden Zeitscheibensimulation besondere atmosphärische Ereignisse, wie die starken Vulkanausbrüche El Chichon 1982 und Pinatubo 1991 nicht berücksichtigt. Prinzipiell jedoch lässt sich eine qualitative Aussage machen, da die Konfigurationen in R2000 im klimatologischen Mittel ähnlich zu den gezeigten Analysen der Validierungskampagne sind.



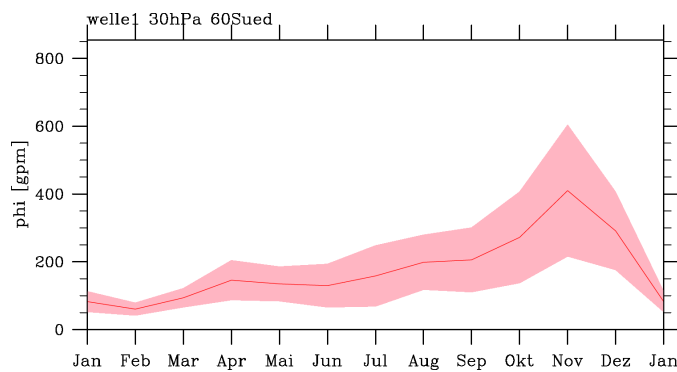
(a) Beobachtungen



(b) E39C-A



(c) Beobachtungen



(d) E39C-A

**Abbildung 3.4:** Vergleich Welle1 Beobachtungsdaten von Steven Pawson (10 hPa/60°; blaue Line: Mittelwert; Farbskala: Anzahl gemessener Events) mit R2000 (30 hPa/60°; rote Linie: Mittelwert, rosa Fläche: Standardabweichung)





## Kapitel 4

# Modellsimulationen und Daten

Klima-Chemie-Modelle beschreiben auf mathematische, physikalische und chemische Weise unser Wissen über klimasteuernde Prozesse. Es wird im Besonderen die Wechselwirkung zwischen dynamischen, physikalischen und chemischen Abläufen in der Atmosphäre untersucht. In diesem Kapitel werden die Konfigurationen der jeweiligen Simulation erläutert. Es wurden zwei Gleichgewichtssimulationen mit festgehaltenen Randbedingungen, aber unterschiedlichen Jahresgängen der SSTs und des Seeees durchgeföhrt. Zum einen die Referenzzeitscheibensimulation, die den Klimazustand des Jahres 2000 darstellt und zum anderen eine Zeitscheibensimulation mit stark veränderter Meereisbedeckung. Mittels dieser beiden Simulationen wird die Auswirkung der polaren Eiskappen auf dynamische Prozesse, vor allem die der Stratosphäre untersucht.

Die für diese Arbeit erstellten Zeitscheibenexperimente wurden mit dem Klima-Chemie-Modell E39C-A über einen zwanzigjährigen Zyklus mit fünfjährigem spin-up integriert. Spin-up ist die Einschwingzeit des Modells, die benötigt wird, um eine ausgeglichene Verteilung von langlebigen Spurenstoffen und Wasserdampf zu erreichen. Sie trägt nicht zur Auswertung der Daten bei.

### 4.1 R2000 Zeitscheibe

Das als Referenzsimulation durchgeföhrt Zeitscheibenexperiment R2000 beschreibt den Klimazustand der letzten Dekade. Die Zahl 2000 trägt Rechnung dafür, dass die für den Simulationslauf verwendeten Randbedingungen, sich auf Beobachtungsdaten aus dem Jahr 2000 stützen. Dabei orientierte man sich im Falle der Konzentrationen der langlebigen Treibhausgase ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ ) an den Werten des IPCC Reportes aus dem Jahre 2001 (IPCC, 2001). Die Konzentrationen der Ozon zerstörenden Substanzen werden dann aus dem WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion 2007 (Tabelle 5-8) entnommen. Die natürliche Variabilität der solaren Einstrahlung wurde nicht berücksichtigt, sondern auf einem konstanten Niveau gehalten. Da das Modell E39C-A über keinen interaktiven Ozean verfügt, wurden die SSTs und die Meereisbedeckung separat berechnet und dann als untere Randbedingungen fest vorgegeben. Hierfür wurde im Ozeanzirkulationsmodell HadGEM (**H**adley Centre **G**lobal **E**nvironmental **M**odel) der durchschnittliche Jahresgang der SSTs aus den Jahren 1995 bis 2004 ermittelt. Eine Beschreibung von HadGEM ist unter anderem in Martin et al. (2006) und Johns et al. (2006) zu finden.

## 4.2 ICE2000 Zeitscheibe

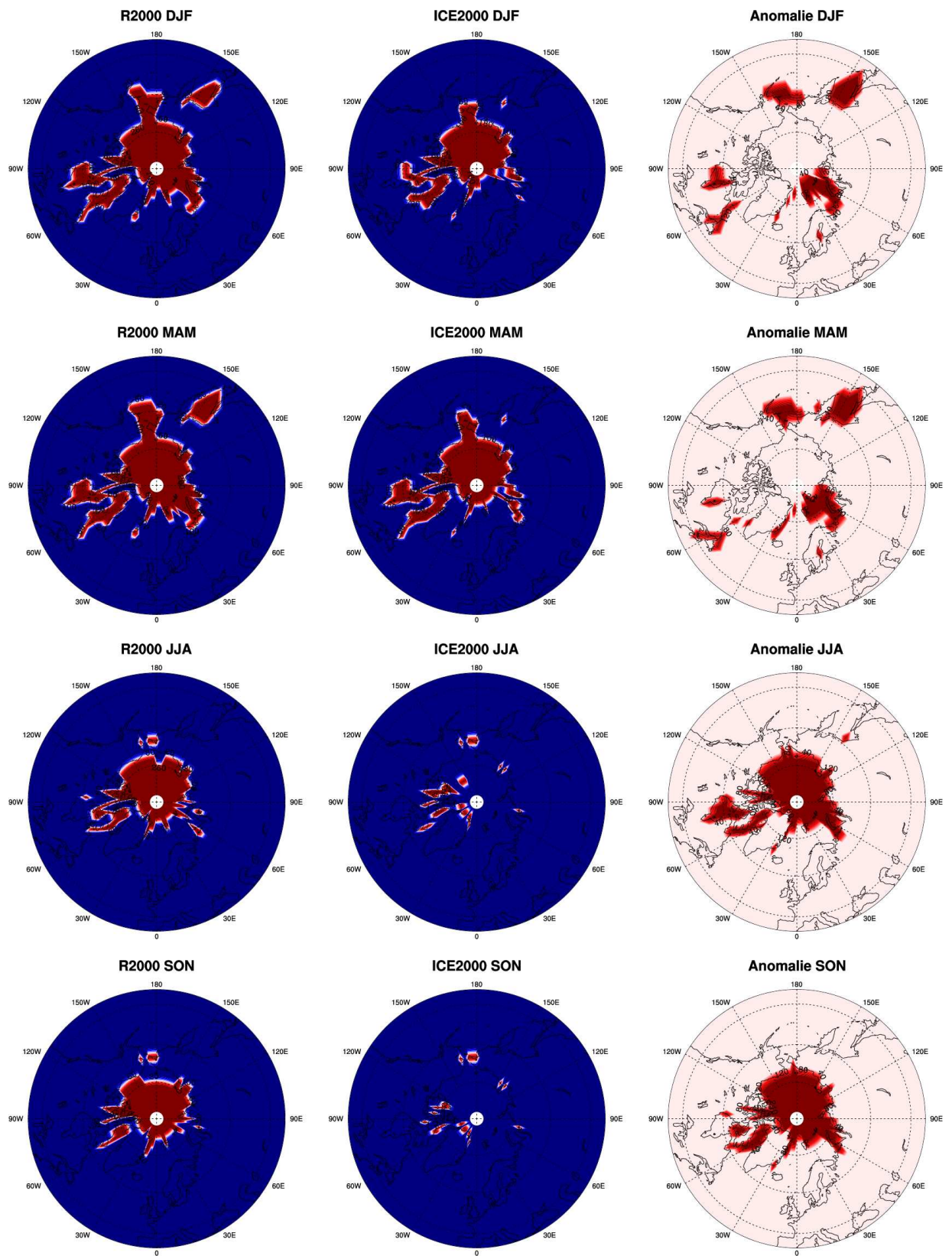
Das zweite Zeitscheibenexperiment ICE2000 ist, vereinfacht ausgedrückt, eine Darstellung des Klimazustandes des Jahres 2000 mit einer stark verringerten Ausdehnung der Seeeisflächen in den Polarregionen. Abgesehen von den unteren Randbedingungen, wie SSTs und Meereisbedeckung sind die Konfigurationen in ICE2000 identisch zu denen des Referenzzeitscheibenexperimentes. Die SSTs und die Meereisbedeckung wurden wieder aus dem HadGEM Modell gewonnen. Man behält die gleichen Werte der SSTs aus der R2000 Simulation bei, modifizierte jedoch die polare Meereisbedeckung. Anstelle der Seeeisflächen aus den Jahren 1995 bis 2004 wurde der mittlere Jahresgang für die Jahre 2089 bis 2098 berechnet und eingesetzt. Da die Ausbreitung des Seeises in ICE2000 geringer ausfällt, verglichen zu denen in der Referenzsimulation, entstehen Lücken zwischen den Rändern der Eisflächen und den SST-Feldern. Diese werden geschlossen durch die Interpolation von gegenwärtigen und zukünftigen Werten.

## 4.3 Meereisbedeckung

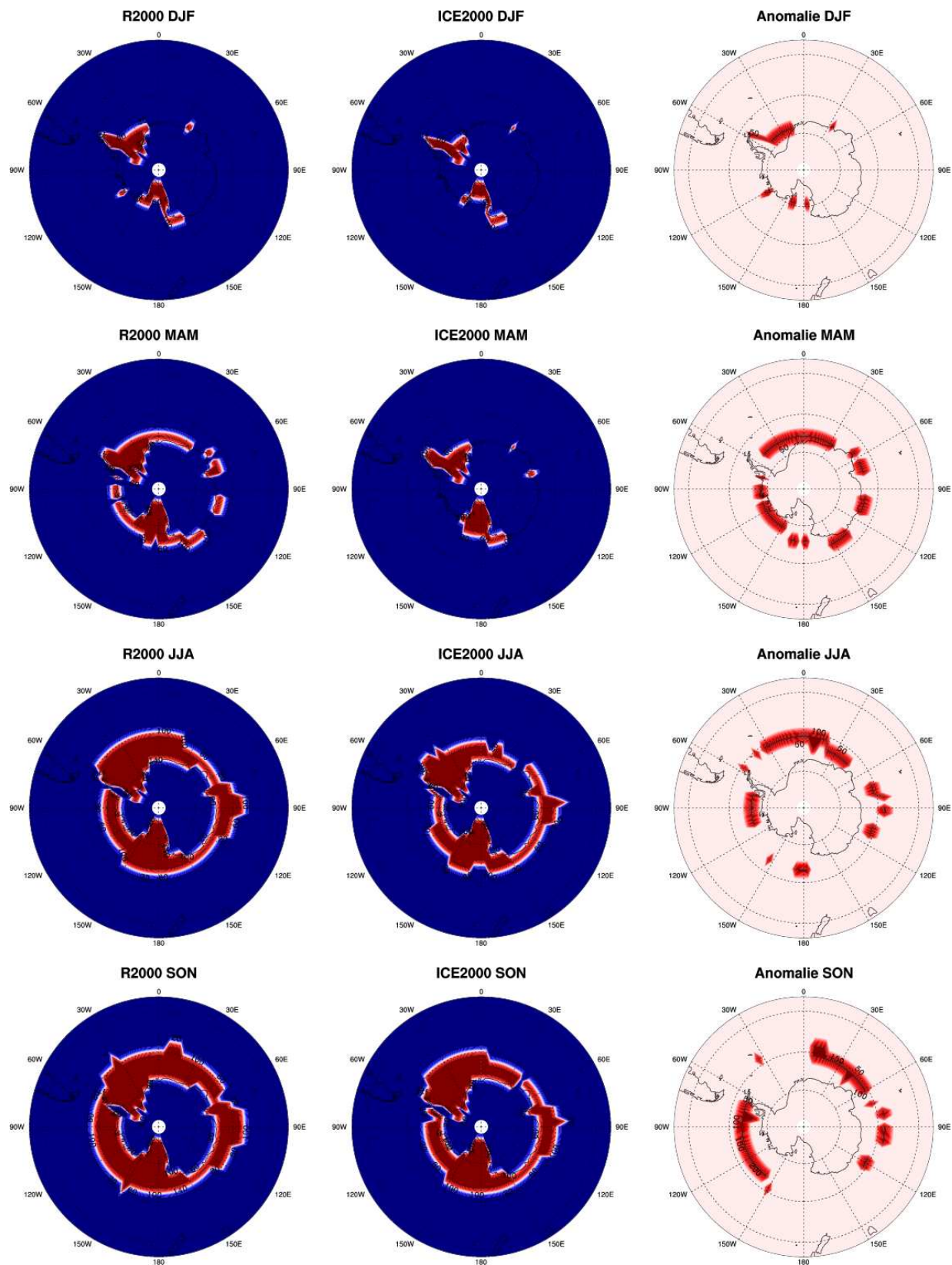
In der Referenzsimulation sind auf der Nordhemisphäre während der Wintermonate, Dezember-Januar-Februar (kurz DJF) und während der Frühjahrsmonate, März-April-Mai (kurz MAM) die Flächen des Seeises am größten, sie bedecken den gesamten arktischen Ozean und große Teile seiner Nebenmeere, wohingegen aber im Verlauf der Sommermonate das Eis kontinuierlich zurückgeht und im Oktober sein Minimum erreicht und in etwa nur noch den Bereich des Nordpolarmeeres erhalten bleibt. Ein deutlich anderes Bild zeigt sich in der ICE2000 Simulation. Hier sind im Gegensatz zu R2000, bereits in den Winter- und Frühjahrsmonaten die an den arktischen Ozean angrenzende Nebenmeere eisfrei, wie z.B. Beringsee oder die an den Nord-Ostpazifik anschließende See von Okhotsk. Während der Sommer- und Herbstmonate ist nahezu das gesamte arktische Meereis abgeschmolzen. Eine polstereographische Darstellung der saisonalen Mittel der nordpolaren Meereisbedeckung ist in Abb. 4.1 zu finden.

Verglichen zu der Arktis sind die Abweichungen der Meereisflächen zwischen beiden Simulationenläufen in der südlichen Polarregion nicht ganz so extrem, da die dominierende Eismasse sich auf dem antarktischen Kontinent befindet und nicht modifiziert wurde. Abbildung 4.2 zeigt jeweils für beide Simulationen und deren Differenz saisonale Mittelwerte der Meereisbedeckung der Antarktis. Für R2000 sowie ICE2000 kann man übereinstimmend feststellen, dass im Laufe des Winters, Juni-Juli-August (kurz JJA), die Seeeisflächen der südlichen Polarregion am größten sind und ab dem Frühjahr, September-Oktober-November (kurz SON) und bis hin zu den Sommermonaten (DJF) und Herbstmonaten (MAM) wieder abnehmen. Den Jahresgang könnte man mit einem pulsierenden, um den antarktischen Kontinent gelegten Eisring beschreiben, der innerhalb des Sommers annähernd verschwindet. Da der Unterschied zwischen ICE2000 und R2000 bei einer großen Eisbedeckung stärker und bei einer niedrigen Eisbedeckung schwächer sind, verhält sich der jahreszeitliche Fortgang der Differenz aus beiden Simulationen ähnlich zu dem der Simulationen selbst.

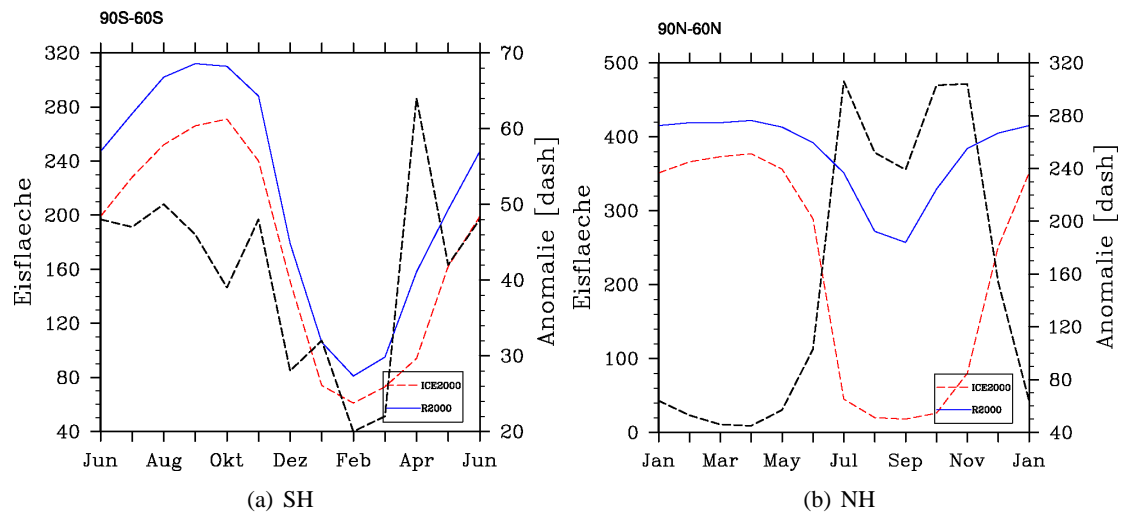
Die nachfolgenden Abbildungen beschreiben den Jahresverlauf der klimatologisch gemittelten polaren Meereisbedeckung. Abbildung 4.3(b) zeigt für die Nordhemisphäre Monatsmittelwerte der im Modell als Meereis definierten Anzahl von Gitterpunkten. Nebestehende Abbildung 4.3(a) ist die äquivalente Darstellung für die Südhemisphäre. Die Anzahl der Gitterpunkte ist ein indirektes Maß für die Größe der Eisflächen. Generell stellt man fest, dass die Ausdehnung der Meereisflächen in R2000 das ganze Jahr über größer sind als in ICE2000. Wesentliche hemisphärische Unterschiede kann man aber im zeitlichen Verlauf der Abweichungen zwischen



**Abbildung 4.1:** 1. und 2. Spalte saisonale Mittel der nordpolaren Eisflächen. Rot: Eiseisfläche. 3. Spalte Anomalie = ICE2000 - R2000, rote Flächen bezeichnen Eisabnahme



**Abbildung 4.2:** 1. und 2. Spalte saisonale Mittel der südpolaren Eisflächen. Rot: Eisfläche. 3. Spalte Anomalie = ICE2000 - R2000, rote Fläche bezeichnen Eisabnahme



**Abbildung 4.3:** Monatswerte der Anzahl der Gitterpunkte, die Eis definiert wurden von  $90^\circ$  bis  $60^\circ$  gemittelt. Rot ICE2000, blau R2000, schwarz Anomalie = ICE2000 - R2000.

beiden Zeitscheibenexperimenten hinsichtlich ihrer Meereisbedeckung beobachten. Prinzipiell folgt der Jahresgang der Meereisbedeckung mit etwa einem Monat Verzögerung dem der atmosphärischen, bodennahen Temperaturen. Dies hängt damit zusammen, dass der Ozean ein physikalisch, trägeres System ist. Er reagiert auf Änderungen, wie im Winter eine abnehmende solare Einstrahlung, wesentlich langsamer als die darüber liegende Atmosphäre.





## Kapitel 5

# Ergebnisse

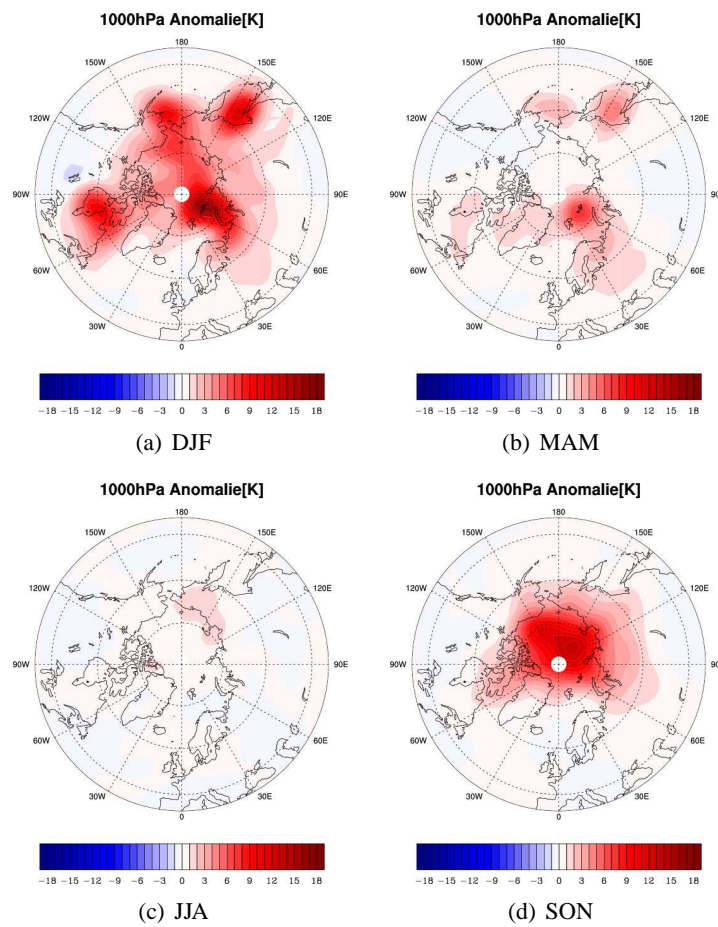
In diesem Kapitel werden die Ergebnisse zusammengetragen. Es wird untersucht in wiefern der aktuelle Zustand der Atmosphäre (insbesondere dynamische Prozesse) auf die zuvor beschriebene, extrem geänderte polare Meereisbedeckung reagiert. Die atmosphärischen Veränderungen werden auf mögliche Ursachen hin überprüft. Hierzu wird für die anschließenden Analysen jeweils das 20-jährige klimatologische Mittel betrachtet, d.h. die in die Analyse einfließenden Größen sind Durchschnittswerte aller in den Simulationen berechneten Jahre.

Um die Abweichungen des ICE2000 Simulationslaufes gegenüber denen des Referenzsimulationslaufes deutlicher darzustellen, wird die Differenz der zu untersuchenden Variable aus ICE2000 - R2000 genommen. Sind hierbei Zahlenwerte der Variable von ICE2000 größer als die von R2000 spricht man von einer positiven Anomalie. Entsprechendes gilt für eine negative Anomalie, die Zahlenwerte von ICE2000 sind dann im Vergleich zu R2000 kleiner.

In den nachfolgenden Abbildungen sind schraffierte Flächen bezogen auf einen statistischen 95% Student-T-Test (siehe Anhang) nicht signifikant.

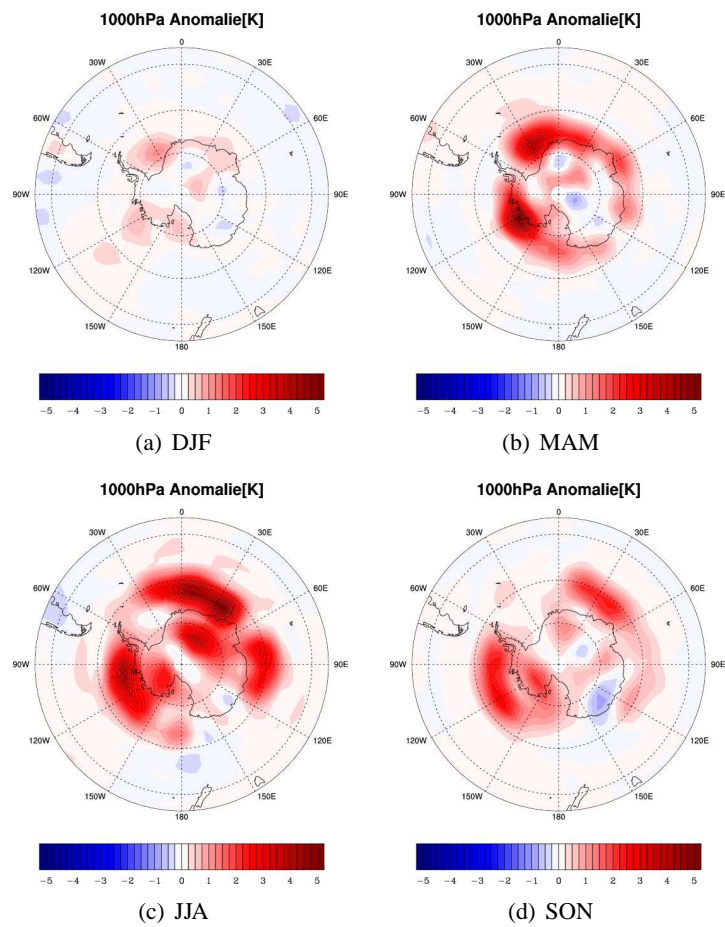
### 5.1 Veränderungen in Bodennähe

Im folgenden Abschnitt werden die atmosphärischen Veränderungen aufgrund der geänderten Randbedingungen beschrieben. Abbildung 5.1 zeigt das jahreszeitliche Mittel der arktischen, bodennahen Temperaturanomalie auf 1000 hPa. Wie erwartet befinden sich die Temperaturanomalien in den Bereichen der größten Eisanomalie. Insbesondere sind im nord hemisphärischen Winter (DJF) und Herbst (SON) sehr große positive Temperaturanomalien zu beobachten. So erreichen die Temperaturabweichungen über den nordpolaren Nebenmeeren in den Monaten DJF lokal Werte größer 17 K. Etwas geringere Werte sind während SON etwa im Zentrum des Polarmeeres zu finden. Im Frühjahr (MAM) und Sommer (JJA) sind die Anomalien wesentlich kleiner. Speziell in den Monaten JJA ist die Ausdehnung der positiven Anomalie relativ klein im Vergleich zu der der Eisanomalie. Die maximalen Werte bewegen sich hier um 1 K. Hintergrund dieser verhältnismäßig starken Reaktion der bodennahen Temperaturen sind die großen Unterschiede der unteren Randbedingungen, speziell der Meeresoberflächentemperatur. Eisflächen werden im Modell auf einen konstanten Wert von 271.16 K gesetzt. Im Falle einer Eisanomalie, wird anstelle des Temperaturwertes des Meereises die Meeresoberflächentemperatur eingesetzt, die zuvor in HadGem berechnet wurden. Diese konnten sich frei entwickeln und können wesentlich über dem Gefrierpunkt von Ozeanwasser liegen. Dadurch sind in den Schichten nahe der Meeresoberfläche relativ große Temperaturunterschiede zwischen den beiden Simulationen festzustellen.



**Abbildung 5.1:** Saisonale Mittel der Temperaturdifferenz von ICE2000-R2000 in 1000 hPa auf der Nordhemisphäre. Intervallschritt der Farbskala beträgt 1 K



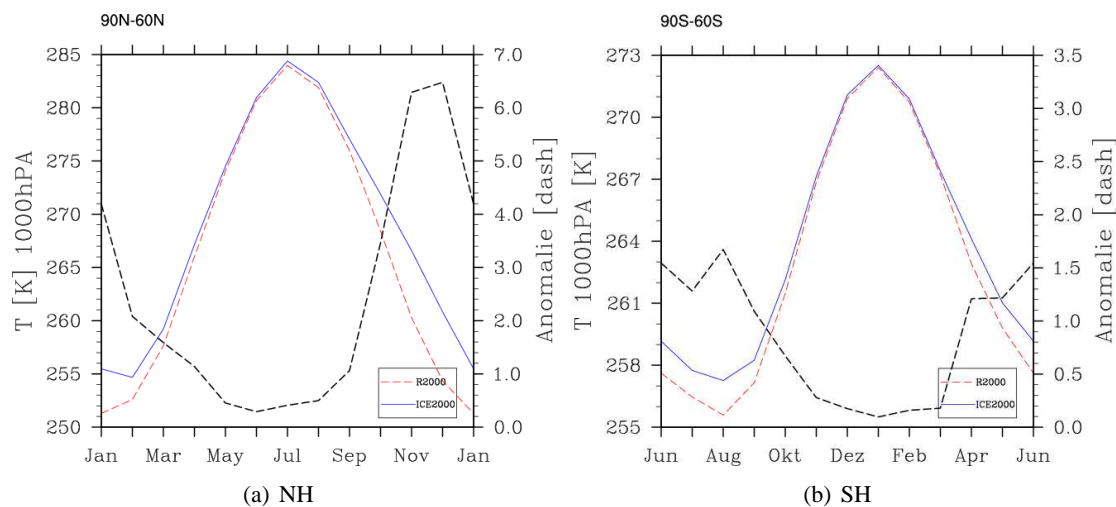


**Abbildung 5.2:** Saisonale Mittel der Temperaturdifferenz von ICE2000-R2000 in 1000 hPa auf der Südhemisphäre. Intervallschritt der Farbskala beträgt 0.25 K

Die entsprechende Situation der südpolaren bodennahen Temperatur auf 1000 hPa ist in Abbildung 5.2 dargestellt. Da der antarktische Kontinent größtenteils durch eine 3 km dicke Eisschicht bedeckt ist, handelt es sich hier nur um eine Interpolation der Temperatur auf das Höhenniveau von 1000 hPa. Ebenso ist die unterschiedliche Farbskala zu beachten.

Grundsätzlich verhält sich auf der Südhalbkugel der Jahregang der polaren Temperaturanomalien ähnlich zu dem der Arktis. Die Änderungen in der bodennahen Temperatur sind während des Winters (JJA) und Herbstes (MAM) größer als im Frühjahr (SON) und Sommer (DJF). So liegen die maximalen Temperaturabweichungen in den Monaten JJA und MAM über 5 K und in SON und DJF zwischen 2 und 3 K.

Das klimatologische Mittel der jährlichen Entwicklung der bodennahen, polaren Temperatu-



**Abbildung 5.3:** zonal gemittelte Temperaturen in 1000hPa in Kelvin. Monatswerte von 90° bis 60° geographischer Breite gemittelt. Rot ICE2000, blau R2000, schwarz Anomalie = ICE2000 - R2000.

ren, jeweils von 90 ° bis 60 ° Breite gemittelt, ist in Abbildung 5.3(a) für die Nordhemisphäre und in 5.3(b) für die Südhemisphäre zu sehen. Trotz der hemisphärischen intra-annualen Unterschiede im zeitlichen Verlauf der polaren Eisanomalie, verhalten sich die Jahregänge zwischen Arktis und Antarktis der bodennahen Temperaturen der jeweiligen Simulationen und deren Differenz analog. In den Wintermonaten weichen die Temperaturen beider Simulationsläufe stark von einander ab, die größten Anomalien nordpolaren Temperaturen betragen bis zu 6.6 K, die der südpolaren sind wesentlich geringer und erreichen nicht ganz 1.75 K. Hingegen in den Sommermonaten sind kaum Unterschiede zwischen den Simulationen zu sehen. Vergleicht man die Wintermonate beider Hemisphären, so stellt man fest, dass das Temperaturminimum auf der Südhalbkugel im jahreszeitlichen Verlauf erst im Spätwinter (August) erreicht wird. Dem gegenüber sind auf der Nordhalbkugel die niedrigsten Temperaturen bereits im Mittwinter (Januar) zu finden.

Hinsichtlich der arktischen Temperaturanomalie zeigten frühere Arbeiten vergleichbare Ergebnisse. In Klimasimulationsexperimenten wurde nachgewiesen, dass in Phasen stark zurück gehender arktische Eisflächen, die Zunahme der Bodentemperaturen besonders in den Wintermonaten stattfinden, obgleich im Sommer die Abnahme des Seeises am gravierendsten ist (Deser et al., 2010). Die Werte der Temperaturanomalien der Arktis aus R2000 und ICE2000 sind ähnlich zu Ergebnissen aus Singarayer et al. (2006). Dort wurde unter Anderem in transienten Simulationsläufen die Differenz der dekadischen Mittel der arktischen Bodentemperaturen aus

den Jahren 2090-99 und 2000-09 untersucht. Beispielsweise erreichte hier die Temperaturanomalie im Januar Werte bis zu  $7^{\circ}\text{C}$ . Laut den Ergebnissen von Deser et al. (2010) lässt sich in der Nordhemisphäre das diametrale Verhalten der bodennahen Temperaturzunahme im Bezug auf die Meereisanomalie aus den Änderungen der turbulenten Energieflüsse (sensibel und latent) ableiten. Während des Winters ist der turbulente Energiefluss maximal, da die Lufttemperatur im Verhältnis zur darunterliegenden Erdoberfläche am kältesten ist. Dadurch entsteht ein großes Potentialgefälle, welches ausgeglichen wird. Für die südpolare Region wurden bisher kaum entsprechende Studien durchgeführt.

## 5.2 Response Global

Es ist in der Regel hilfreich, sich zunächst saisonale klimatologische Mittel zu betrachten. So erhält man einen ersten Eindruck, welche grundlegende Bedeutung die stark geänderten unteren Randbedingungen auf die Atmosphäre haben. Allgemein bezeichnet man die atmosphärischen Auswirkungen/Reaktionen auf eine beliebige Störung, in diesem Fall extrem verringerte polare Eisflächen, als Response. Anhand des Zonalmittels von Temperatur, Ozonverteilung und Zonalwind können die jeweiligen atmosphärischen Niveaus in Abhängigkeit von der Breite auf ihre Unterschiede hin analysiert werden.

### 5.2.1 Globaler Temperaturresponse

Wie bereits in Absatz 5.1 veranschaulicht wurde, reagieren die polaren, bodennahen Wintertemperaturen äußerst stark auf eine verringerte Eisfläche. Nun ist es aber interessant, wie sich die Temperaturen in der übrigen Atmosphäre, insbesondere der Stratosphäre, verändern.

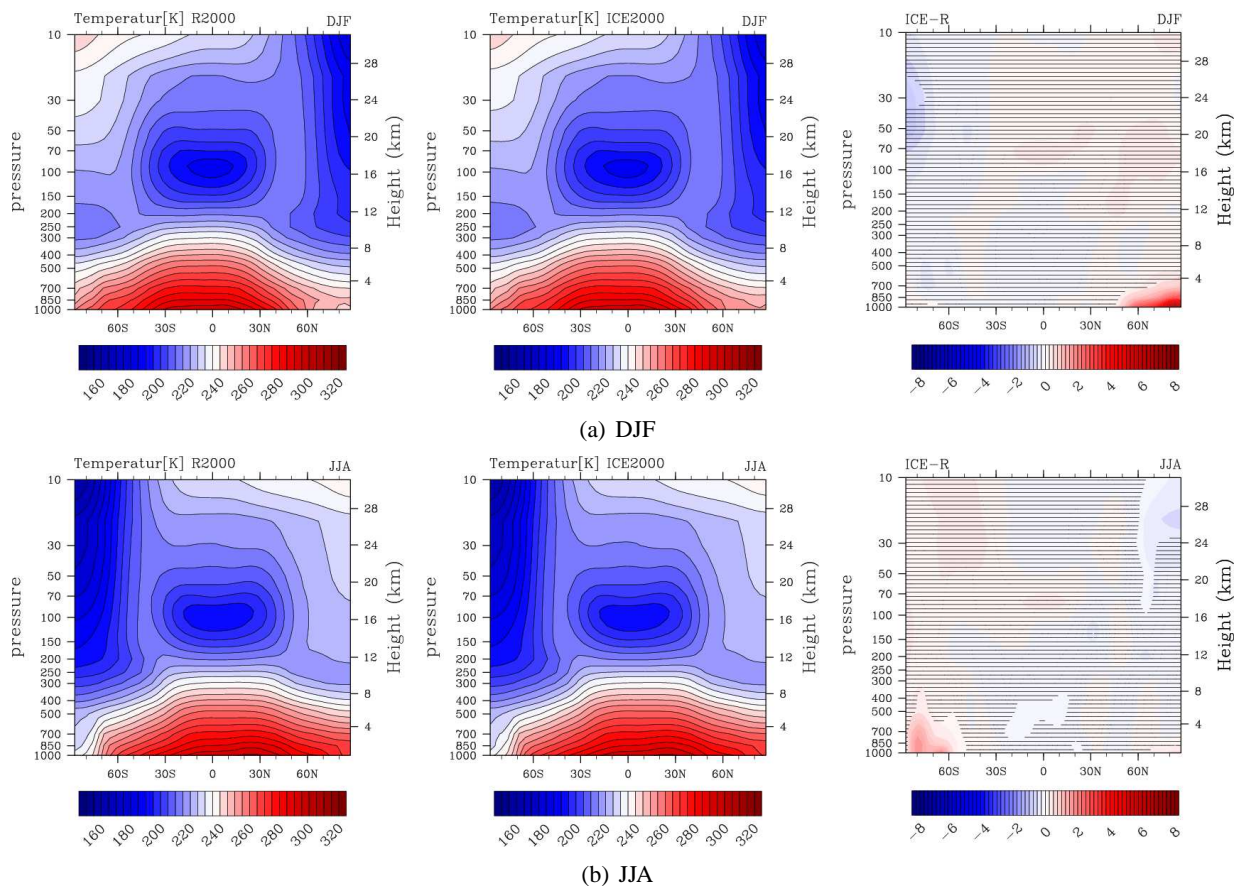
In den anschließenden Abbildungen ist das Zonalmittel der globalen Temperaturverteilung für beide Simulationsläufe und deren Anomalie wiedergegeben. Die Situation des saisonalen Mittels DJF ist in Abb. 5.4(a) und für die Monate JJA in Abb. 5.4(b) abgebildet. Anhand dieser Darstellungsweise lassen sich R2000 und ICE2000 augenscheinlich nicht von einander unterscheiden. Erst durch die Betrachtung der Differenzmuster lassen sich Abweichungen ausmachen.

Der Durchschnitt der Monate DJF weist neben der durch die unteren Randbedingungen geprägten troposphärischen, signifikanten, positiven Anomalie nur noch eine sehr kleine sich in der südlichen Stratosphäre befindliche signifikante, negative Differenz auf. Sie befindet sich in einer Höhe von ungefähr 24 km, hat eine vertikale Erstreckung von einigen wenigen Kilometern und eine Breite von  $80^{\circ}$  bis  $90^{\circ}$  Süd. Hier liegen die größten stratosphärischen Abnahmen bei ca.  $-0.9\text{ K}$ . Der signifikante Bereich der unteren Atmosphäre befindetet sich etwa von  $45^{\circ}$  bis  $90^{\circ}$  Nord Breite und in eine Höhe von etwa 4 km. Die maximalen troposphärischen Werte liegen zwischen 7 und 9 K. Alle weiteren "Temperatursignale" in der Atmosphäre sind statistisch nicht belastbar.

Die Struktur der Temperaturabweichungen des Monatsmittels JJA (Abb. 5.4(b)) ist von gleicher Art wie in DJF (Abb. 5.4(a)). Die signifikanten Störungen in der Temperaturverteilung sind in ihrer räumlichen Ausdehnung etwas größer aber erreichen nicht so hohe Zahlenwerte (für die Stratosphäre liegen sie bei etwa 0.75 K). Zusätzlich zu der polaren, troposphärischen Anomalie befindet sich in der unteren tropischen Troposphäre ein weiterer signifikanter, negativer Bereich. Die statistisch relevanten Abweichungen der nördlichen Stratosphäre beginnen in ca. 17 km Höhe, umfassen eine Breite von etwa von  $60^{\circ}$  bis  $70^{\circ}$  Nord und setzen sich kontinuierlich bis zum oberen Modellrand in 30 km durch. Ab einer Höhe von 24 km verbreitert sich dieser Bereich auf die gesamte polare Stratosphäre.

Das Differenzmuster der südpolaren, troposphärischen Temperaturen hat eine verhältnismäßig große vertikale Ausdehnung. Charakteristisch sind zwei weit in die Troposphäre hineinreichende Temperaturabweichungen. Ursache könnte die in Abschnitt 4.3 beschriebene pulsierende Eis-anomalie sein. Signifikante Areale reichen bei 80°S bis zu 8 km und bei 60°S zu 6 km in die Atmosphäre hinein. Die höchsten Werte liegen hier bei 1.8 K.

Der Temperaturresponse in der Übergangsmonaten MAM und SON ist abgesehen von den positiven Anomalien in der unteren Troposphäre statistisch nicht relevant. Diese sind im Wesentlichen durch die unteren Randbedingungen geprägt. Im Allgemeinen scheint die statistisch, signifikante, stratosphärische Reaktion der Temperatur überwiegend in der Sommerhemisphäre statt zu finden, wohingegen die der Troposphäre ausschließlich im Winter zu sehen sind. Der Vollständigkeit halber befinden sich im Bildanhang zu obigen Darstellung äquivalente Abbildungen für die Temperaturverteilung der Übergangsjahreszeiten. Sie werden aber in dieser Arbeit nicht weiter besprochen.



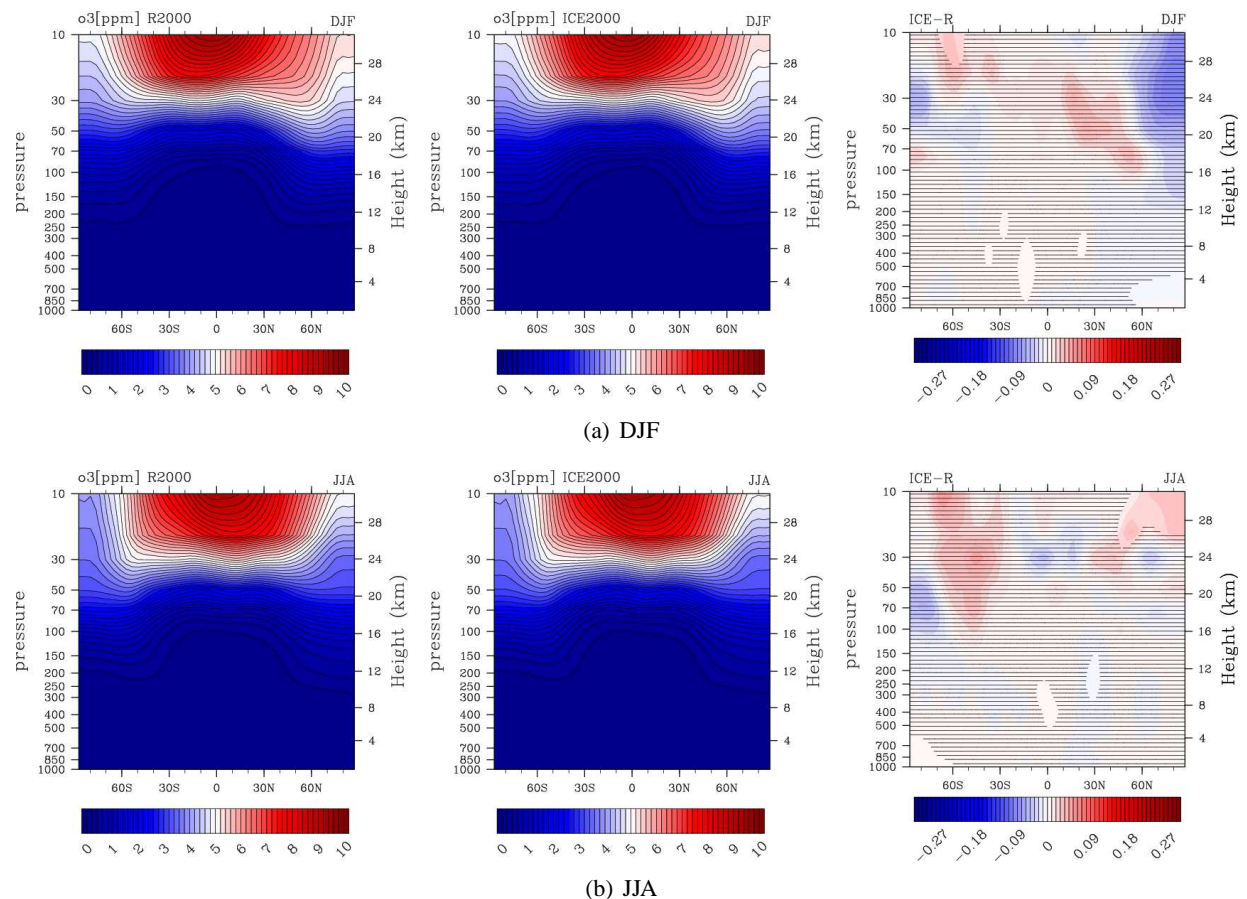
**Abbildung 5.4:** zonal gemittelte Temperatur in Kelvin. Links: ICE2000, Mitte: R2000 jeweils mit Intervallschritt von 5 K, Rechts: Anomalie = ICE2000 - R2000 mit Intervallschritt von 0.25 K, schraffierte Flächen sind insignifikant.

### 5.2.2 Globaler Ozonresponse

Ozon ist eine der wichtigsten Variablen der mittleren Atmosphäre. Hinsichtlich seiner photochemischen Eigenschaften ist es für die Temperaturverteilung der Stratosphäre verantwortlich.

Andererseits ist die Ozonchemie, im Besonderen die ozonzerstörenden Reaktionen, stark von der Temperatur abhängig. Da die vorangegangenen Untersuchungen, zumindest im Sommer in der polaren Stratosphäre signifikante Temperaturunterschiede zwischen R2000 und ICE2000 aufzeigten, liegt es nahe, sich die saisonalen Mittel der Ozonkonzentrationsverteilung für DJF und JJA anzuschauen (Abbildung 5.5).

Anhand der vorliegenden Betrachtungsweise ist, wie zuvor, bei der Temperatur in erster Nähe-



**Abbildung 5.5:** Zonalmittel der Ozonkonzentration in ppm. Links: ICE2000, Mitte: R2000 jeweils mit Intervallschritt von 0.2 ppm, Rechts: Anomalie = ICE2000 - R2000 mit Intervallschritt von 0.01 ppm, schraffierte Flächen sind insignifikant.

rung unter beiden Simulationsläufen hinsichtlich ihrer Verteilung der Ozonkonzentration kein offensichtlicher Unterschied auszumachen. In den Differenzbildern zeigen sich jedoch für die entsprechende Sommerhemisphäre jeweils in der Stratosphäre signifikante positive Anomalien. Im Monatsmittel JJA beträgt die größte, signifikante Zunahme der Ozonkonzentration etwa 2%. Sie hat eine vertikale Ausdehnung von etwa 26 km Höhe bis hin zum oberen Modellrand und horizontal erstreckt sie sich von einer geographischen Breite von 40° bis 90°N. Die einzig statistisch relevante Abweichung des Ozongehaltes der antarktischen Stratosphäre während DJF ist an der oberen Modellgrenze bei einer Breite von ca. 60°S festzustellen. Sie hat vertikal eine Größenordnung von 2 km und ihre Maximalwerte betragen 0.03 ppm, was in etwa einer Zunahme von 1.3% entspricht. Da diese Anomalie verhältnismäßig klein ist und alle an den Modellbegrenzungen simulierten Größen stark von den dort fest vorgeschriebenen Randbedingungen beeinflusst



werden, ist eine Bewertung hinsichtlich einer statistisch belastbaren Aussage kritisch zu betrachten. Die Monate MAM und SON sind im Hinblick auf den stratosphärischen Response im Ozon insignifikant. Entsprechende Abbildungen für MAM und SON sind im Anhang zu finden.

### 5.2.3 Globaler Response Zonalwind

Im Zusammenhang mit der thermischen Windbeziehung (Gl. 2.1) erwartet man aufgrund der relativ geringen Temperaturänderung in der Stratosphäre tendenziell für den Zonalwind  $u$  keinen großen atmosphärischen Response. Dennoch sind im Breitenkreismittel von  $u$  in den meisten Jahreszeiten signifikante Anomaliemuster in der Tropo- wie Stratosphäre zu finden. Während JJA (Abb. 5.6(b)) sind in der unteren Atmosphäre im Bereich der Tropen der Südhemisphäre so wie in der gesamten Nordhemisphäre statistisch relevante im alternierenden Wechsel auftretende positive und negative Zonalwindänderungen festzustellen. Sie haben eine Größenordnung von etwa 1 m/s und können bis zu 18 km in die Atmosphäre hineinreichen. Dieses Differenzmuster läßt eine Verschiebung der troposphärischen Windsysteme auf der Nordhalbkugel in ihrer geographischen Lage vermuten.

Äußerst prägnant ist die negative Anomalie im Winter auf der Südhalbkugel. Sie erstreckt sich vertikal über die gesamte Modellatmosphäre und ist in etwa um den 60. südlichen Breitenkreis zentriert. Minimalwerte liegen um -1.2 m/s. Diese starke atmosphärische Reaktion im Südwinter ist im Bezug auf das Maximum der Eisanomalie in der Jahreszeit versetzt. Die größte Abnahme der Meereisbedeckung geschieht in den Sommermonaten.

Im Monatsmittel MAM befindet sich im oberen Bereich der tropischen Troposphäre eine negative Windanomalie, wobei nur ein Teil der Nordhemisphäre statistisch relevante Änderungen aufzeigt. Hier liegen die höchsten Werte bei etwa -1.5 m/s. Die nördlich daran anschließende positive Anomalie reicht bis in eine Höhe von 16 km. Lediglich kleine Areale in 12 km Höhe und in Bodennähe sind signifikant. Die größte Windzunahme beträgt etwa 0.75 m/s. Dieses Differenzmuster ist wahrscheinlich auf eine Modifizierung des nordhemisphärischen, troposphärischen Westwindsystems zurückzuführen. Zum Beispiel ist auf der Nordhalbkugel eine leichte nördliche Verschiebung des Westwindkerns der unteren Atmosphäre zu beobachten.

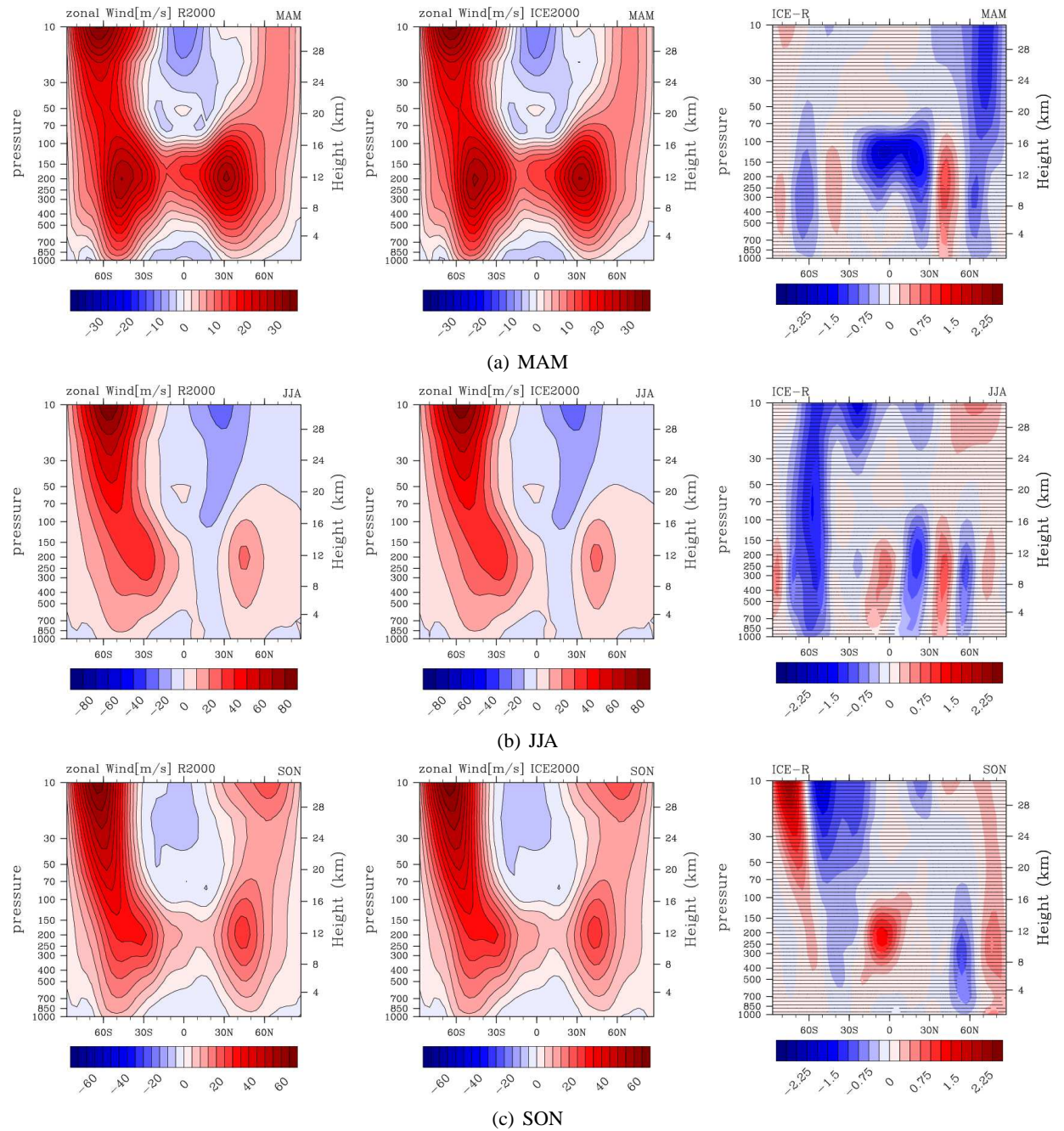
Das Mittel SON zeigt ebenfalls ausschließlich in der Troposphäre signifikante Änderungen im Zonalwind. In Äquatornähe (ca. 10°S) ist etwa auf 10 km Höhe eine statistisch relevante Zunahme des Zonalwindes bis zu 1 m/s aus zu machen. In der Nordhemisphäre ist im Gebiet von 60°N in der unteren Troposphäre ein weiterer signifikanter Bereich. Hier nimmt der Wind um etwa 0.75 m/s ab.

Allgemein jedoch sind während der Übergangsmonate MAM (Abb.5.6(a)) und SON (Abb.5.6(c)) in der Stratosphäre keinerlei statistisch charakteristische Abweichungen festzustellen.

Trotz der starken Eisanomalie im saisonalen Mittel DJF lassen sich hier auf einem 95% Signifikanzniveau keine statistisch charakteristische Abweichungen erkennen. Die entsprechende Abbildung ist im Anhang zu finden.

Die troposphärischen Änderungen des Zonalwindes scheinen teilweise aus der Verlagerung der Windsysteme der unteren Atmosphäre in ihrer geographischen Lage zu resultieren. Dies steht möglicherweise im Zusammenhang mit den Änderungen in den SSTs und dadurch geänderten, meridionalen Temperaturgradienten. Die signifikante Windabnahme um 60°N während JJA könnte durch die Wechselwirkung mit planetaren Wellen verursacht worden sein, da man in diesen Breiten die größte Wellenaktivität erwartet. Dies könnte anhand meridionaler Wärme Flüße untersucht werden.

Hinsichtlich des Jahresganges der Eisanomalie ist eine jahreszeitlich verschobene stratosphärische Reaktion des Zonalwindes zu vermuten. Nicht unmittelbar im Winter während der größten



**Abbildung 5.6:** Zonaler Durchschnitt des Zonalwindes in m/s. Links: ICE2000, Mitte: R2000 jeweils mit Intervallschritt von 5 m/s, Rechts: Anomalie = ICE2000 - R2000 mit Intervallschritt von 0.25 m/s, schraffierte Flächen sind insignifikant nach 95% Student-T-Test.

Abnahme des polaren Meereises, sondern in den anderen Jahreszeiten und im Südwinter auch statistisch nachweisbar, sind stratosphärische Änderungen im Zonalwind zu sehen.

#### 5.2.4 Fazit

In einem 1. Schritt der Untersuchungen wurden die saisonalen Mittelwerte von Temperatur, Ozon und Zonalwind in beiden Simulationsläufen diskutiert. Die atmosphärischen Veränderungen der Stratosphäre scheinen im Hinblick auf die extreme Abnahme des See-eis verhältnismäßig klein.

In der Troposphäre erfolgt hinsichtlich einer stark reduzierten Meereisbedeckung unmittelbar während der Wintermonate eine signifikante Temperaturerhöhung der Polarregionen. Die Abweichungen des Zonalwindes der unteren Atmosphäre sind im Hinblick auf die Meereisstörung in der Jahreszeit verschoben. Dessen Anomalienmuster ist teilweise auf die Verschiebung der Windsysteme in ihre geographischen Lage zurückzuführen.

Temperatur und Ozon weisen in ihren stratosphärischen, statistisch bedeutsamen Responsemustern korrespondierende Ergebnisse auf. So beschränken sich die soeben angesprochenen Abweichungen zeitlich gesehen, jeweils entgegengesetzt zur Eisanomalie nur auf die Sommerhemisphäre. Im Allgemeinen sind Ausdehnung und Beträge der Temperatur- und Ozonanomale auf der Nordhalbkugel wesentlich größer (max. Temperaturabnahme  $-0.9\text{ K}$  und max. Ozonzunahme ca. 2%) als auf der Südhalbkugel (max. Temperaturabnahme ca.  $0.75\text{ K}$  und max. Ozonzunahme ca. 1.3%).

Weiter geht aus den Analysen hervor, dass die signifikante Temperaturzunahme der polaren Stratosphäre einhergeht mit einer signifikanten Abnahme der Ozonkonzentration. Diese gegenläufigen Reaktionen in der Temperatur und der Ozonkonzentration lassen auf einen dynamisch angetriebenen Prozess schließen, da im Strahlungsgleichgewicht (das sind atmosphärische Bedingungen, in denen die Dynamik vernachlässigt wird) und bei einem gleich bleibenden chemischen Hintergrund (unveränderte Konzentrationsverteilung der Treibhausgase und ozonzerstörenden Substanzen) höhere Ozonkonzentrationen zu höheren Temperaturen führen.

Zusätzlich ergaben sich auf beiden Hemisphären großräumige Änderungen bei der Betrachtung des Zonalwindes im Bereich des 60. Breitenkreises. Dieser Wandel in der Dynamik der Atmosphäre könnte ein Indiz für eine veränderte planetare Wellenaktivität sein.

### 5.3 Analysen in der Polarregion

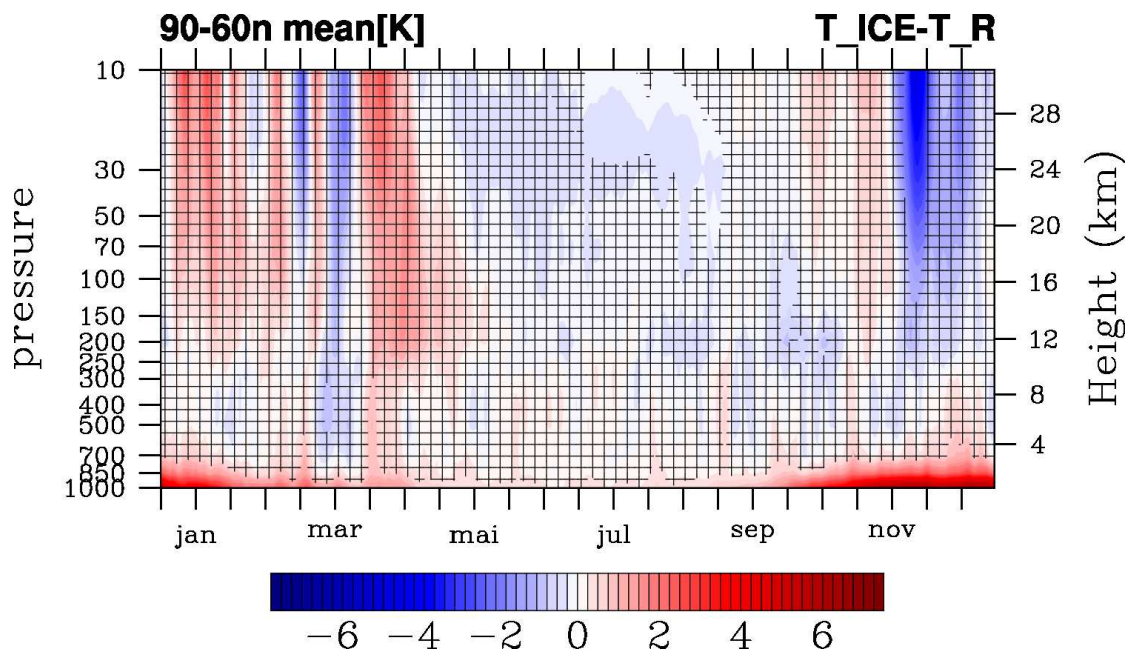
Aus den bisher untersuchten saisonalen, klimatologischen Mitteln lassen sich keine eindeutigen Schlüsse hinsichtlich des atmosphärischen Responses auf reduzierte, polare See-eisflächen ziehen. Jedoch weist die Stratosphäre im Laufe der Sommermonate schwache, signifikante "Signale" auf. Um mögliche vertikale Wechselwirkungen zwischen Tropo- und Stratosphäre genauer zu analysieren, werden nun im Besonderen die Polargebiete betrachtet und Jahresgänge klimatologischer Größen in Abhängigkeit von der Höhe überprüft.

#### 5.3.1 Änderungen der polaren Temperaturen

Die nachfolgend in den Bildern 5.7 und 5.8 beschriebenen Differenzmuster beziehen sich auf den zonalen Durchschnitt der polaren, von  $60^\circ$  bis  $90^\circ$  Breite gemittelten Temperatur. Es werden Tageswerte im Jahresverlauf in Relation mit der Höhe aufgetragen.



### Temperaturanomalie Nordhemisphäre



**Abbildung 5.7:** Zonaler Durchschnitt der Temperaturdifferenz ICE2000-R2000 von 60° N bis 90° N Breite gemittelt. Auf der Zeitachse ist jeweils die Monatsmittel markiert. Die Intervallschritte in der Farbskala betragen 0.25 K.

In der Nordhemisphäre unterscheidet sich das Temperaturdifferenzmuster der Stratosphäre wesentlich von dem der Troposphäre. Eine Trennung beider Atmosphärenschichten lässt sich grob zwischen 8 und 10 km vornehmen. Die Temperaturen der unteren Atmosphäre sind stark von den vorgegebenen Störungen der Meereisbedeckung geprägt. Mit Einsetzen der Eis anomalie von ca. Mitte August bis einschließlich April treten die stärksten und gleichzeitig statistisch nachweisbaren Abweichungen auf. Sie erreichen in unmittelbarer Bodennähe Werte von etwas über 7 K und dehnen sich bis in eine Höhe von ca. 4 km aus. In den anderen Monaten ist das Bild bezüglich der Reaktion der troposphärischen Temperatur indifferent, da sich trotz der von einander divergierenden unteren Randbedingungen, d. h. eine stark abnehmende Eisfläche, die bodennahen Temperaturen der beiden Simulationen kaum unterscheiden (vgl. Abb. 5.3(a)). Obwohl signifikante Temperaturänderungen nur die untere und nicht die darüberliegende mittlere und obere Troposphäre betreffen, zeichnen sich deutliche Effekte in der Stratosphäre ab. So erfolgt von Ende Mai bis zum ca. zum Monatswechsel September-Oktober während einer weitgehend geringen Meereisanomalie, eine relativ kleine Temperaturabnahme von bis zu 0.5 K. Zwischen Juli und August in einem Höhenniveau von 30 hPa bis 50 hPa ein statistisch signifikanter Bereich zu erkennen. Im Laufe des Augustes kann sich dieser kurzweilig bis in eine Höhe von 100 hPa ausdehnen.

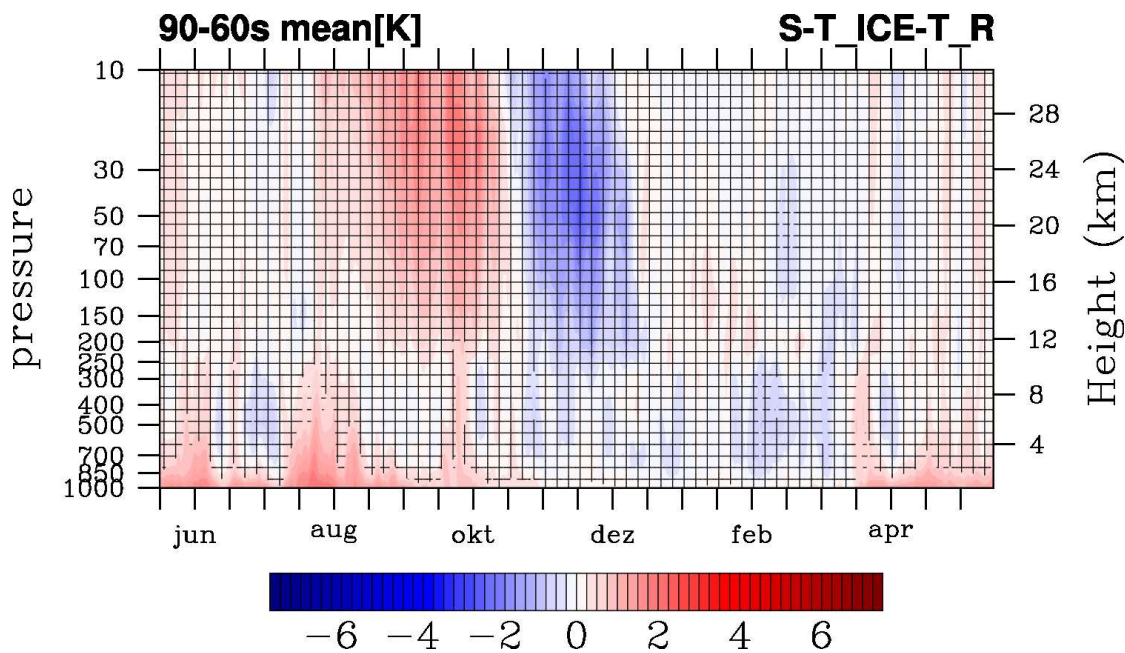
Im frühen Oktober kehrt sich die soeben beschriebene stratosphärische Abnahme wieder in eine leichte Temperaturzunahme von einigen wenigen viertel Kelvin um und wird in der 2. Novemberhälfte beginnend, von einer starken negativen Anomalie gefolgt, die sich bis zum Jahresende hin abschwächt. Die Temperatur kann hier zeitweise bis zu -4.5 K abnehmen. Die negative Anomalie in der 2. Novemberhälfte stellt hinsichtlich der statistischen Nachweisbarkeit ein weiteres signifikantes "Signal" dar.

Vom beginnenden Januar bis etwa Mitte April wird die gesamte Stratosphäre überwiegend von einer positiven Temperaturanomalie dominiert, d. h. die Temperaturen im ICE2000 Simulationslauf sind höher als in der Referenzsimulation R2000. Während Februar und März treten aber zeitlich kurze negative Fluktuationen auf, die mit fortschreitender Zeit sich in ihrer vertikalen Ausdehnung vergrößern. Ab etwa April setzt sich wieder eine positive Anomalie über die gesamte mittlere Atmosphäre durch. Im Verlauf des Mai nehmen die Temperaturen in den oberen Atmosphärenschichten der Stratosphäre wieder ab, bis am Monatesende eine negative Temperaturanomalie überwiegt. Von Jahresbeginn bis einschließlich Mai bewegen sich sowohl die größten positiven wie kleinsten negativen Differenzen in in einer Größenordnung von etwa 1.5 K bzw. -1.5 K.

Die dynamischen Prozesse der Stratosphäre sind insbesondere im Winter und Frühjahr aufgrund einer dort vorherrschenden hohen planetaren Wellenaktivität sehr variabel. Daher sind die interannualen Schwankungen der Temperatur relativ groß und klimatologisch, kennzeichnende Änderungen nur sehr schwer zu dedektieren. Dennoch sind statistisch relevante Bereiche der mittleren Atmosphäre festzustellen.

Die Reaktionen der unteren und mittleren Atmosphäre scheinen offensichtlich nicht zeitgleich statt zu finden. Zu Zeiten einer schwachen Meereisstörung sind in der Regel negative Temperaturanomalie zu beobachten.

### Temperaturanomalie Südhemisphäre



**Abbildung 5.8:** Zonaler Durchschnitt der Temperaturdifferenz ICE2000-R2000 von 60° S bis 90° S Breite gemittelt. Auf der Zeitachse ist jeweils die Monatsmittel markiert. Die Intervallschritte in der Farbskala betragen 0.25 K.

Ähnlich wie in der Nordhemisphäre unterscheiden sich auf der Südhemisphäre die Strukturen der Temperaturdifferenzen der jeweiligen atmosphärischen Schicht grundlegend von einander.

Das troposphärische Muster ist wieder stark von den vorgegebenen Randbedingungen beein-

flusst. Da die antarktischen “Störungen” der Eisflächen im Vergleich zu den arktischen wesentlich geringer sind, erreichen die positiven Anomalieamplituden der unteren Atmosphäre Werte von etwa 2 K. Zeitlich analog zu den Unterschieden der Meereisbedeckung zwischen den Simulationen, sind signifikante Zunahmen in den troposphärischen Temperaturen von April bis Oktober auszumachen, die im Laufe des Novembers ausklingen (vgl. Abb. 5.3(a)). Im Kontrast zum nordpolaren Gebiet breiten sich die bodennahen Störungen pulsartig in höher gelegene Schichten der Atmosphäre aus und erreichen vereinzelt den unteren Rand der Stratosphäre. Dies ist insbesondere im Juni und August festzustellen. Da in den soeben genannten Monaten die bodennahen Luftschichten relativ sensible auf Erwärmungen der SSTs reagieren (Deser et al., 2010), könnten zeitliche maximale Reduzierungen der Meereisbedeckung (vgl. Abb. 4.3(a)) zu einer verstärkten Temperaturzunahme führen.

Der Response der Stratosphäre ist das ganze Jahr über insignifikant. Dennoch ist, vergleichbar zur Nordhemisphäre, ein deutliches Muster zu erkennen. Zwei große Temperaturabweichungen, eine positive und eine negative, charakterisieren die stratosphärische Situation der Südpolarregion. Die Extremwerte der Temperaturunterschiede unter den Simulationsläufen liegt etwas über 2 K. Sie sind jedoch nach einer statistischen Signifikanz von 95% nicht relevant.

Die positiven Abweichungen beginnen sich etwa im August von der oberen Modellbegrenzung in die Atmosphäre auszudehnen. Binnen etwa eines Monats gelangt sie an die Begrenzung von mittlerer und unterer Atmosphäre und dauern bis etwa einschließlich Oktober an.

Ende Oktober schlagen innerhalb von etwa 2 Wochen die positiven Werte in negative um. Dieser Vorzeichenwechsel hält etwa zwei Monate an und geht dann in ein kaum unterscheidbares “Rauschen” über. Im Vergleich zur vorangegangenen Anomalie nimmt die vertikale Erstreckung des Areals der Temperaturabnahme schon im Laufe von wenigen Wochen den gesamten Bereich der Stratosphäre ein.

Während der Monate September-Oktober herrschen in der Referenzsimulation R2000 aufgrund modellspezifischer Eigenschaften hinsichtlich der Dynamik, tendenziell winterliche Bedingungen vor. Daher könnte eine mögliche Ursache für die Temperaturzunahme im beginnenden Frühjahr der ICE2000 Simulation eine zunehmende Wellenaktivität sein. Der Polarwirbel wird durch eine größere Wellenaktivität stärker gestört, wodurch dann ein besseres Einmischen von wärmeren Luftmassen aus niedrigeren Breiten möglich ist.

Der Wechsel Temperaturzunahme zu Temperaturabnahme im Laufe der Novembers lässt auf eine zeitliche Verschiebung des Jahreszeitenüberganges von Frühling auf Sommer schließen.

Der stratosphärische Temperaturresponse der Südpolarregion erfolgt analog zur Arktis nicht zeitgleich mit der bodennahen Temperaturzunahme. Wie auf der Nordhemisphäre sind die größten Temperaturabweichungen der Antarktis, zu Zeiten hoher Wellenaktivität zu beobachten.

Generell ist das Änderungsmuster der Südhemisphäre verglichen mit der Nordhalbkugel “ruhiger”. Möglicherweise könnte dies an der geringeren planetaren Wellenaktivität der Südhalbkugel liegen,

### **Fazit polare Temperaturanomalie**

In erster Linie folgen die troposphärischen Anomaliemuster dem Jahresgang der Temperaturzunahme in den atmosphärischen Schichten nahe der Erdoberfläche. Die nordhemisphärischen Werte sind aufgrund des extremeren Eisrückganges wesentlich größer, verglichen mit den Verhältnissen auf der Südhemisphäre. Allerdings reicht dort die vertikale Erstreckung der statistisch signifikanten Temperaturanomalie nur in die untersten Schichten der Atmosphäre, wohingegen sie in der Antarktis den unteren Rand der Stratosphäre erreicht.

Ursache hierfür ist wahrscheinlich die Jahr-zu-Jahr Variabilität der jeweiligen Meereisanoma-

lie und der damit zusammenhängenden Temperaturzunahme der unteren Atmosphäre. In der Arktis vollzieht sich im gesamten polaren Bereich eine Veränderung der Meereisfläche, wohingegen auf der Südhalbkugel die Eisbedeckung des antarktischen Kontinentes gleich bleibt und nur das angrenzenden Meereis modifiziert wird. Somit ist die bodennahe Temperaturänderung der Nordhemisphäre wesentlich deutlicher wie in der Südhemisphäre, jedoch sind in der Nordpolarrregion die Unterschiede in der mittleren und oberen Troposphäre aufgrund der verhältnismäßig höheren inter-annualen Schwankungen statistisch nicht mehr nachweisbar.

Desweiteren dominiert besonders während der Wintermonate auf der Südhalbkugel in den mittleren und hohen Breiten ein zirkumpolarer Westwind dessen vertikale Erstreckung von der unteren Atmosphäre bis in die Stratosphäre reicht (Thompson and Solomon, 2002; Gillett and Thompson, 2003). Dadurch könne die südpolare Luftmasse weitgehend isoliert agieren und die Temperaturänderung kann sich so “ungestört” ausbreiten. Demgegenüber sind die dynamischen Prozesse auf der Arktis wesentlich variabler und die Ausdehnung des “Signals” könnte durch das Einmischen von Luftmassen aus niedrigeren Breiten gedämpft werden.

In der Stratosphäre ist ein offensichtlicher Temperaturresponse zu erkennen, der jedoch größtenteils nach einem 95% Student-T-Test (siehe Anhang) insignifikant ist. Dennoch ist es sinnvoll diese, zu diskutieren, da sich in der anschließenden Diskussion etliche Hinweise ergeben, die einem zufälligen atmosphärischen Effekt widersprechen.

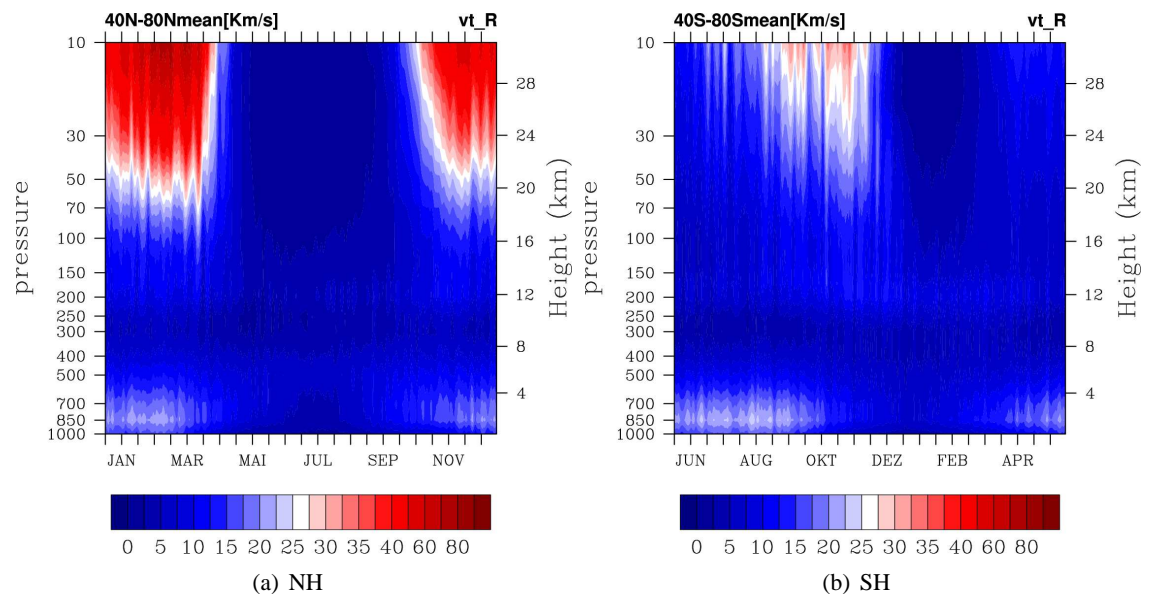
Zunächst sind die polaren stratosphärischen Temperaturänderungen, aufgrund verringerten Meereises im Vergleich zu ihrer Jahr-zu-Jahr Variabilität verhältnismäßig klein. Demnach ist es äußerst schwierig, statistisch signifikante Ereignisse zu extrahieren. Des Weiteren können auf beiden Hemisphären analoge Phänomene festgestellt werden, die bisher noch nicht ausführlich besprochen wurden. Auf eine starke Verringerung der polaren Seeisflächen folgt sowohl auf der Nordhalbkugel als auch auf der Südhalbkugel eine Reaktion der stratosphärischen Temperaturfelder. Die Anomalienmuster der mittleren Atmosphäre in den Polargebieten sind in der Tat nicht sehr ähnlich, dennoch sind jeweils auf beiden Hemisphären in Phasen größerer Wellenaktivität verhältnismäßig deutliche Temperaturänderungen zu erkennen. Dies läßt vermuten, dass die stratosphärischen Temperaturdifferenzen aus beiden Simulationsläufen auf dynamische Prozesse zurückzuführen sind. Das wiederum könnte eine Erklärung der hemisphärischen Unterschiede sein, da sich die Dynamik der Arktis wesentlich von der der Antarktis unterscheidet. Bei einer Betrachtung des 90% Signifikanzniveaus (siehe Anhang Abb. B.4 und Abb. B.5) ist in der Stratosphäre eine weitere Ausdehnung der statistisch relevanten Bereiche, speziell der negativen Temperaturabweichungen zu erkennen. Hintergrund könnte eine im Zusammenhang mit negativen Anomalien auftretende schwächere Ausprägung planetarer Wellen und dadurch abnehmende inter-annuale Variabilität sein. In Arktis wie Antarktis scheinen Temperaturen der Stratosphäre während einer geringen troposphärischen Temperaturanomalie, im Mittel von der Tendenz her abzunehmen. Da dies zu Zeiten großer Meereisreduzierung, d. h. eine starke Veränderung der Bodenbedeckung, statt findet, könnten Strahlungsprozesse eine mögliche Ursache sein. Der stratosphärische Temperaturresponse ist prinzipiell relativ klein, aber angesichts der hemisphärischen Entsprechungen nicht zu vernachlässigen. Die Analyse einer denkbaren Abhängigkeit der polaren Temperaturänderungen von der planetaren Wellenaktivität ist z. B. mit Hilfe einer Newman Korrelation (Newman et al., 2001) durch zu führen.

### 5.3.2 Polwärtiger Wärmeffluss

Der polwärtige zonal gemittelte meridionale Wärmeffluss  $\overline{v'T'}$  ist ein indirektes Maß planetarer Wellenaktivität und wird in Kelvin-Meter-pro-Sekunde (Km/s) angegeben. Per Definition ist die Orientierung von  $\overline{v'T'}$  nach Norden gerichtet. Demnach sind die entsprechenden Werte auf der

Südhalbkugel negativ. Für einen direkten hemisphärischen Vergleich werden in der vorliegenden Arbeit die Werte für  $\overline{v'T'}$  auf der Südhemisphäre mit  $-1$  multipliziert. In den folgenden Abbildungen dieses Abschnittes sind die Jahresgänge der Tageswerte von  $\overline{v'T'}$  im klimatologischen Mittel in Abhängigkeit mit der Höhe dargestellt. Es wurde von  $40^\circ$  bis  $80^\circ$  Breite gemittelt, da sich in diesem Bereich vermehrt großskalige atmosphärische Wellen vertikal ausbreiten können. Die Differenz des Wärmeflusses aus beiden Zeitscheibenexperimenten kann als Größe für die Änderung in der Aktivität planetarer Wellen auf Grund einer veringerten Meereisbeckung verstanden werden.

### Vergleich von Nord- und Südhemisphäre im Wärmefluss



**Abbildung 5.9:** Breitenmittel von  $40^\circ$  bis  $80^\circ$  des zonal gemittelten meridionalen Wärmeflusses der R2000 Simulation. Von 0 bis 40  $\text{Km/s}$  beträgt der Intervallabstand in der Farbskala 2.5  $\text{Km/s}$ . Von 40 bis 90  $\text{Km/s}$  beträgt der Intervallabstand 10  $\text{Km/s}$ . Auf der Zeitachse ist jeweils das Monatsmittel beschriftet.

Hinsichtlich der sich global unterscheidenden dynamischen Prozesse sind wesentliche hemisphärische Unterschiede des zonal gemittelten Wärmeflusses festzustellen.

Exemplarisch wird das klimatologische Mittel von  $\overline{v'T'}$  der Referenzsimulation R2000 gezeigt (Abb. 5.9). In der Stratosphäre betragen die Maximalwerte der Südhalbkugel etwa 40  $\text{Km/s}$  wohingegen auf der Nordhalbkugel Werte bis zu 90  $\text{Km/s}$  erreicht werden. In der nördlichen Hemisphäre sind Phasen hoher Wellenaktivität während Oktober bis Mitte April mit  $\overline{v'T'}$  von 30 bis 90  $\text{Km/s}$  in einer Höhe oberhalb 70 hPa zu finden. Zwischen Mai und September sind keine bis sehr geringe Wärmeflüsse zwischen 0 und 2,5  $\text{Km/s}$  zu sehen.

In der südlichen Stratosphäre ist die höchste Wellenaktivität von August bis einschließlich November zu beobachten. Die Werte bewegen sich in einer Größenordnung von 20 bis 40  $\text{Km/s}$ . Von Januar bis in die zweite Monathälfte des Februars ist die Wellenaktivität sehr klein. In den anderen Monaten ergeben sich in der mittleren Atmosphäre der Südhalbkugel Größen im Wärmefluss von etwa 5 bis 10  $\text{Km/s}$ .

Durch die unterschiedliche Land-See-Verteilung von Nord- und Südhemisphäre ist die Wellenaktivität und somit zugleich  $\overline{v'T'}$  auf der Nordhalbkugel wesentlich größer als auf der Süd-



halbkugel. Die in der Jahreszeit hemisphärisch verschiedenen auftretenden Maxima der zonalgemittelten Wärmeflüsse lassen sich wahrscheinlich auf die modellspezifische, im Vergleich zu Beobachtungen später im Jahr einsetzende und kürzer andauernde Wellenaktivität auf der Südhalbkugel zurückführen. Das “verspätete” Einsetzen der planetaren Wellen führt dazu, dass während der Wintermonaten in der Modellatmosphäre der Dynamik etwas zu stabil gegenüber Beobachtungen eingeschätzt wird.

Im Bezug auf die Troposphäre sind auf beiden Hemisphären in Phasen einer starken troposphärischen, polaren Temperaturänderung (vgl. Abb.5.7 und Abb.5.8), große Werte bis zu etwa 25 Km/s des meridionalen Wärmeflusses zu erkennen.

### Änderungen im Wärmefluss

Anschließend wird jeweils für die Nord- und Südhemisphäre die Differenz ICE2000-R2000 des klimatologischen Mittels von  $\overline{v'T'}$ , sowie deren transienter und stationärer Anteil untersucht. Wie bereits erwähnt, wurde von 40° bis 80° geographischer Breite gemittelt.

### Wärmeflussänderung Nordhemisphäre

Das nordhemisphärische Anomaliemuster von  $\overline{v'T'}$  (Abb. 5.10(a)) weist große Ähnlichkeiten zu dem Anomaliemuster der zonalgemittelten arktischen Temperaturen (Abb. 5.7) auf. Es werden nur die Änderungen der Stratosphäre betrachtet.

Anfang Oktober nimmt in einem Höhenbereich zwischen 10 und 50 hPa der Wärmefluss in ICE2000 gegenüber R2000 um etwa 6 Km/s zu. Während des November überwiegt in der gesamten Stratosphäre eine negative Wärmeflussanomalie, d. h. der Wärmefluss in ICE2000 nimmt im Bezug auf die Referenzsimulation ab. Die kleinsten Werte betragen hier bis zu -18 Km/s. Im Verlauf des Dezembers gehen die stratosphärischen negativen Anomalien in Positive über. Dieser Anstieg im Wärmefluss dauert bis etwas Mitte April an und ist in seiner zeitlichen Entwicklung immer wieder kurzzeitig unterbrochen. Die stärksten Zunahmen im Wärmefluss sind Anfang Januar mit annähernd 18 Km/s und im März mit bis zu 23 Km/s zu finden. Im Februar fallen zwei starke negative Anomalien mit bis zu -17 Km/s auf. Sie halten jeweils etwa für eine Woche an und dehnen sich über die gesamte Stratosphäre aus.

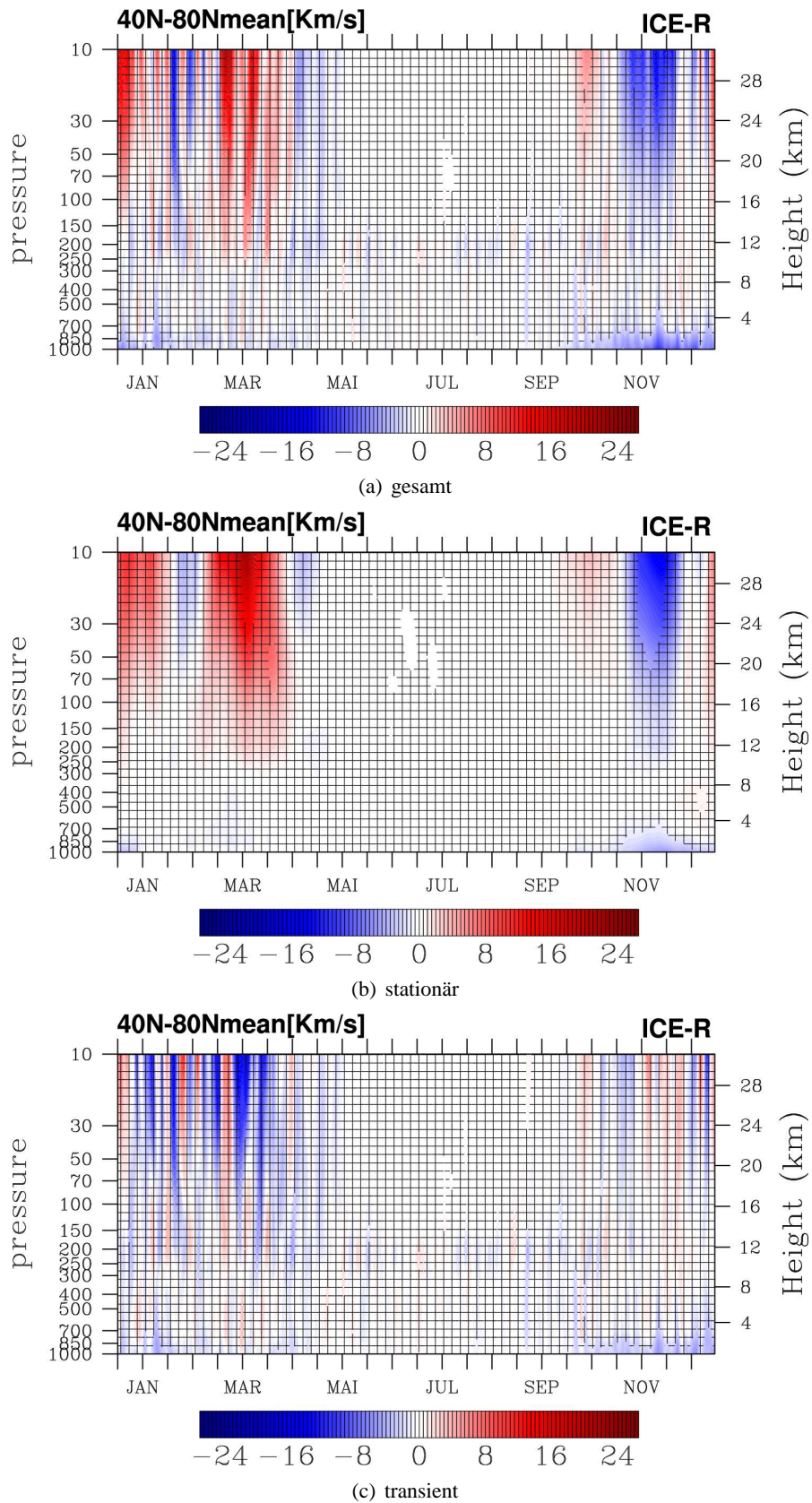
Abweichungen mit einer statistischen Signifikanz von 95% im Wärmefluss haben meist nur eine Dauer von wenigen Tagen und sind überwiegend bei den Maxima bzw. Minima der  $\overline{v'T'}$  Änderungen zu finden. So z. B. zu sehen im November, Anfang Januar und im März.

Die Grundstruktur des Wärmeflussanomalieusters wird überwiegend durch ihren stationären Anteil bestimmt, der große Ähnlichkeiten mit den zuvor gezeigten arktischen Temperaturanomalien aufweist (vgl. Abb. 5.7). Anhand von kurz andauernden transienten “Störungen” werden diese stationären Änderungen moduliert. Insbesondere während des Novembers sind die transienten Amplituden der Wärmeflussanomalie relativ gering. Hier setzt sich äußerst prägnant die signifikante Abnahme im Wärmefluss des stationären Anteils durch, welches sich dann auch in der gesamten Wärmeflussänderung widerspiegelt.

Im Januar beginnend bilden sich bis etwa Mitte April starke, meist negative transiente Wärmeflussanomalien von bis zu -25 Km/s aus. Dadurch werden in diesem Zeitraum die vorwiegend positiven Anomalien des stationären Anteils teilweise ausgeglichen. In der gesamten Änderung von  $\overline{v'T'}$  führt dies dann zu kurzzeitigen Unterbrechungen des Anomalieusters des Wärmeflusses. Die abnehmende Wellenaktivität im Spätherbst (November) könnte möglicherweise stabile, dynamische Bedingungen für die Winteratmosphäre schaffen. Jedoch ist im Laufe des Winters ein verstärkter Wärmefluss zu beobachten. Eine “unruhigere” Winteratmosphäre begünstigt

den Austausch von kalten arktischen mit wärmeren außer arktischen Luftmassen. Diese dynamischen Prozesse könnten die zuvor festgestellte erhöhte Temperatur (vgl. Abb. 5.4(a)) und geringere Ozonkonzentration (vgl. Abb. 5.5(a)) der arktischen Stratosphäre während der Wintermonate erklären.

Da die Wärmeflussanomalien größtenteils durch ihren stationären Anteil geprägt sind, könnte deren mögliche Ursache in einer Änderungen der Ausbreitung planetarer Wellen liegen. Eine generelle Zu- bzw. Abnahme der Wellenaktivität ist im Änderungsmuster des Wärmeflusses nicht zu erkennen.



**Abbildung 5.10:** Breitenmittel von 40° N bis 80° N des zonal gemittelten meridionalen Wärmeflusses. Intervallabstand in der Farbskala beträgt 0.5 Km/s. Von 40 bis 90 Km/s beträgt der Intervallabstand 10 Km/s. Auf der Zeitachse ist jeweils das Monatsmittel beschriftet.



### Wärmefluss Südhemisphäre

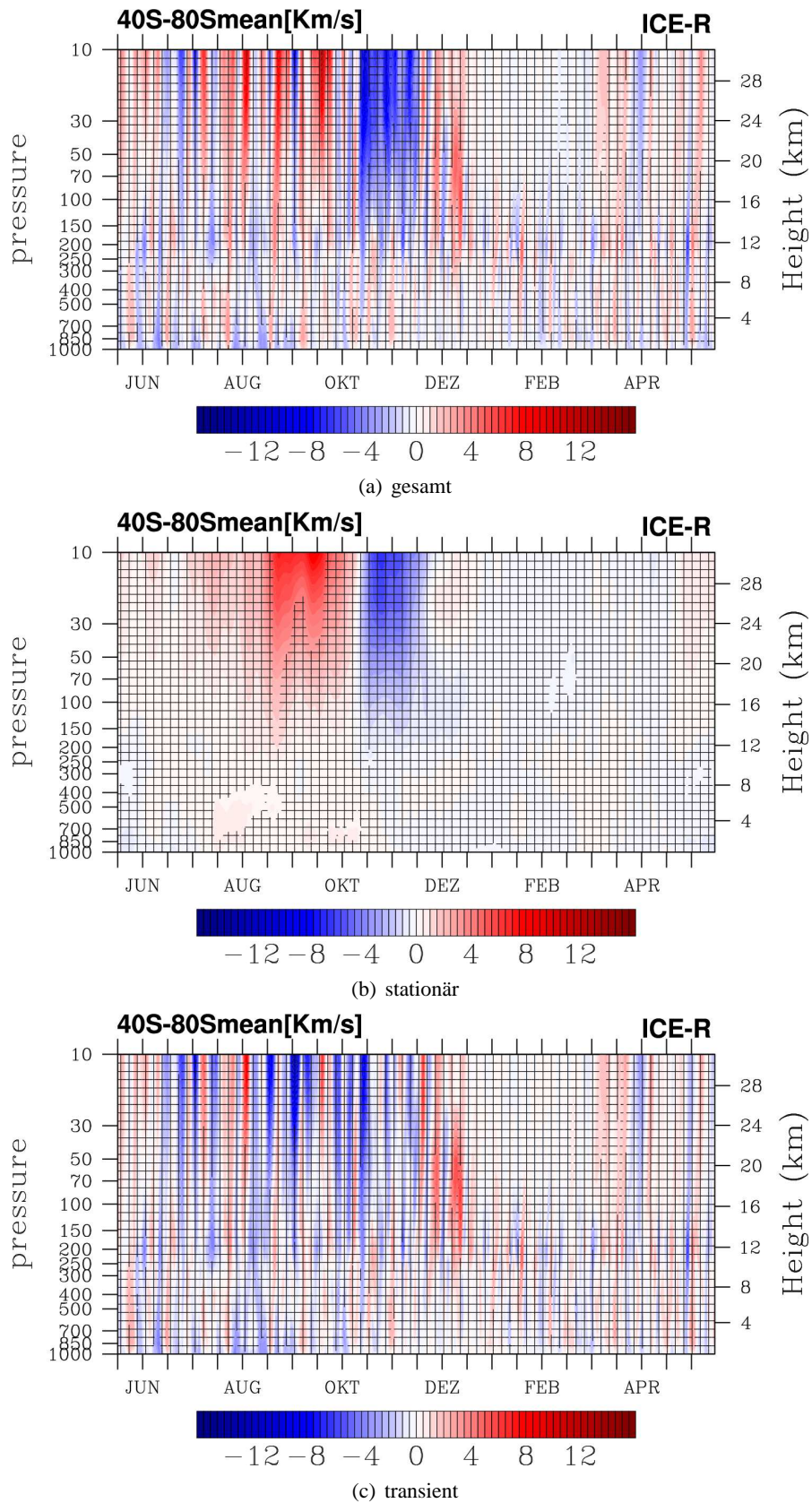
Die Amplituden der Wärmeflussänderungen auf der Südhemisphäre sind im Vergleich zur Nordhemisphäre wesentlich geringer. Es ist besonders auf die geänderte Farbskala hinsichtlich der Nordhemisphäre zu achten. Die Werte im Norden sind in der Regel doppelt so groß wie im Süden.

Etwa von Juni bis Ende Dezember dehnen sich auf der Südhalbkugel kontinuierlich kurzlebige, überwiegend positive Wärmeflussanomalien über die gesamte Stratosphäre aus. Teilweise sind die Zunahmen in diesem Zeitraum statistisch signifikant und können bis zu 14.5 Km/s betragen. Eingebettet in diesen sehr variablen Bereich ist von Ende Oktober bis Ende November eine ausgeprägte negative Anomalie zu beobachten. Ihre vertikale Ausdehnung erstreckt sich über die gesamte Stratosphäre. Diese Abnahme im Wärmefluss erreicht Werte bis etwa -11.5 Km/s und ist abgesehen von kurzzeitigen Abschwächungen in ihrer Amplitude statistisch relevant. Von Mitte März an bis Ende Mai beginnen sich schwache, kurz andauernde Anomalien in der Atmosphäre auszubreiten.

Im Vergleich zu den Wärmeflussanomalien der Nordhemisphäre haben auf der Südhemisphäre die transienten Beiträge einen relativ großen Anteil an der Gesamtänderung im Wärmefluss. Die transienten Abweichungen sind vor allem von Anfang Juli bis Ende Dezember zu beobachten und sind meist negativ, d. h. die Werte in der ICE2000 Simulation nehmen im Bezug auf die Referenzsimulation ab. Stärkste Abnahmen können hier bis zu etwa -15 Km/s erreichen. Während der ersten Monatshälfte im August und den gesamten Dezember über dominieren jedoch positive Anomalien die transiente Wärmeflussänderungen. Die höchsten Zunahmen im Dezember betragen etwa 6.6 Km/s und konzentrieren sich auf einen Bereich von 16 bis 20 km.

Vergleichbar mit dem Anomaliemuster der zonal gemittelten antarktischen Temperaturen (Abb. 5.8), zeigen sich bei den stationären Abweichungen des Wärmeflusses in der Stratosphäre jeweils eine ausgeprägte positive wie negative Anomalie. Die Zunahme in  $\overline{v'T'}$  ist von Ende August bis Mitte Oktober signifikant. Die Abnahme von Ende Oktober bis Anfang Dezember ist jedoch bei einer 95% statistischen Signifikanz nicht belastbar. Die Struktur der von positiv zu negativ wechselnden stationären Wärmeflussänderung ist möglicherweise auf eine Verschiebung im Jahresgang großskaliger planetarer Wellen zurückzuführen.

Im Allgemeinen sind die Änderungen des polwärtigen, meridionalen Wärmeflusses auf der Südhalbkugel in etwa halb so groß wie auf der Nordhalbkugel. Gegenüber der Nordhemisphäre haben die transienten Abweichungen von  $\overline{v'T'}$  der Südhemisphäre einen größeren Anteil an der gesamten meridionalen Wärmeflussanomalie. Offensichtlich reichen im südwärtigen Wärmefluss geringe Änderungen aus um statistisch nachweisbare Unterschiede erkennen zu können. Daher kann es sinnvoll sein, hemisphärische Analogien zu untersuchen, da aufgrund der interannualen Variabilität der dynamischen Prozesse auf der Nordhalbkugel, kleine Schwankungen im klimatologischen Mittel oftmals nicht mehr dargestellt werden können.



**Abbildung 5.11:** Breitenmittel von 40°S bis 80°S des zonal gemittelten meridionalen Wärmeflusses. Intervallabstand in der Farbskala beträgt 0.5 Km/s. Von 40 bis 90 Km/s beträgt der Intervallabstand 10 Km/s. Auf der Zeitachse ist jeweils das Monatsmittel beschriftet.

### Fazit Änderungen im Wärmefluss

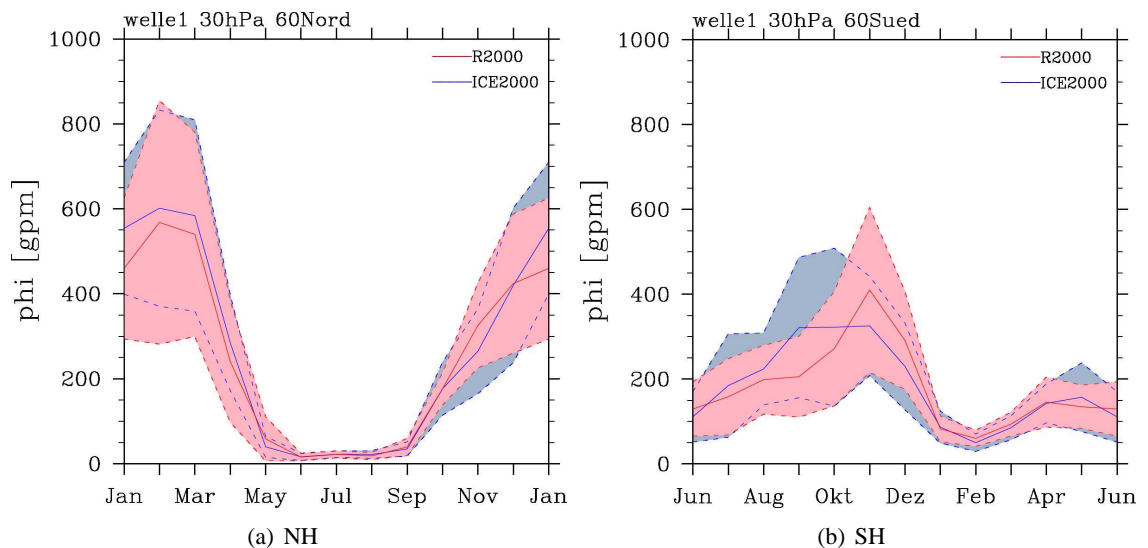
Die stratosphärischen Änderungen in  $\overline{v'T'}$  sind auf der Nordhemisphäre in etwa doppelt so groß wie auf der Südhemisphäre. Dies ist wahrscheinlich auf die höhere Wellenaktivität auf der Nordhalbkugel zurückzuführen.

Im Norden beschränken sich die Anomalien vom Spätherbst bis in den Mittfrühling. In der Südhemisphäre hingegen ist, ausgenommen vom Spätsommer, das ganze Jahr über eine Änderung im Wärmefluss zu beobachten. Möglicherweise könnte hierfür der stärkere transiente Anteil in der Wärmeflussänderung des Südens verantwortlich sein.

Die Abweichung der stationären Beiträge könnten durch die Modifikation der Stärke bzw. Verschiebung im Jahresgang der Amplitude planetarer Wellen verursacht sein. Eine systematische Zunahme oder Abnahme der Wellenaktivität ist nicht zu erkennen. In der Südhemisphäre deutet das Profil der Wärmeflussanomalie auf eine jahreszeitliche Änderung in der planetaren Wellenaktivität. In der Nordhemisphäre ist dies nicht zu sehen. Hier scheint es sich tendenziell um eine Veränderung der Amplitude der quasi-stationären Wellen zu handeln.

Auffällig sind bei einem Vergleich der Differenzmuster von Wärmefluss und der entsprechenden, über die Polarregion gemittelten Temperatur, die Gemeinsamkeiten in den Strukturen der Anomalien. Insbesondere die stationären Änderungen im Wärmefluss weisen große Ähnlichkeiten zu ihren polaren Temperaturänderungen auf. Das ist ein weiterer Hinweis dafür, dass die arktischen wie auch antarktischen Temperaturanomalien der mittleren Atmosphäre dynamisch bedingt sein könnten.

### 5.3.3 Vergleich der zonalgemittelten Welle1



**Abbildung 5.12:** Klimatologisches Mittel der Amplitude der Welle1 auf einer Höhe von 30 hPa und einer geographischen Breite von 60°. Farbige Flächen markieren jeweils den Bereich der Standardabweichung.

Berücksichtigt man bei der Fourieranalyse des Geopotentialfeldes nur Wellen mit zentraler Wellenzahl 1, so erhält man die sogenannte Welle1. Diese dient der Beschreibung quasi-stationärer (Wellen mit Phasengeschwindigkeit  $\approx 0$ ) planetarer Wellen. In Abbildung 5.12 ist jeweils für die Nord- und Südhemisphäre qualitativ das klimatologische Mittel des Jahresganges der Welle1 für beide Simulationsläufe dargestellt. Der zeitliche Verlauf der Wellenamplitude er-

gibt sich aus Monatsmittelwerten, die in einer geographischen Breite von  $60^\circ$  und in einer Höhe von 30 hPa entnommen wurden. Grundsätzlich sind die stärksten inter-annualen Schwankungen in den Monaten mit der größten Wellenamplitude zu beobachten. Die Unterschiede zwischen beiden Simulationen hinsichtlich der Stärke der Welle1 ist im Vergleich zu ihrer Standardabweichung relativ gering. Dadurch lassen sich statistisch signifikante Unterschiede nur sehr schwer ausmachen.

### Welle1 Nordhemisphäre

Von Mai bis September sind in beiden Zeitscheibenexperimenten auf der Nordhemisphäre nahezu keine bis sehr geringe Amplituden der Welle1 festzustellen. Mit November ist die Welle1 der Referenzsimulation deutlich stärker im Vergleich zu ICE2000. In den übrigen Monaten Januar, Februar, März und April liegt jeweils die Amplitude von R2000 unterhalb von ICE2000.

Vergleicht man den zeitlichen Verlauf der bereits gezeigten meridionalen Wärmefluss- und polaren Temperaturanomalie mit dem der Welle1, so ist zu erkennen, dass die jeweiligen stärksten Abweichungen in etwa in die Monate mit den größten Wellenamplituden fallen. Dies ist größtenteils im Winter zu beobachten. Im Bezug auf die  $\overline{v'T'}$  Änderungen stellt man fest, dass im Allgemeinen eine geringere Welle1-Amplitude einher geht mit einem verringerten stationären Wärmefluss. Analoges gilt für die Zunahme. Im Februar ist dieser Zusammenhang nicht zu sehen. Hintergrund könnten zum einen die unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen der jeweiligen Darstellungen sein (Tageswerte/Monatsmittelwerte) und zum Anderen die Zunahme der transienten Wärmeflüsse sein.

Es ist jedoch fest zu halten, dass die Unterschiede von  $\overline{v'T'}$  in der Nordhemisphäre prinzipiell in einem engen Zusammenhang mit einer Modifizierung der Amplitude der Welle1 stehen und somit ein gutes Maß für die Änderung der planetaren Wellenaktivität darstellen.

### Welle1 Südhemisphäre

Auf der Südhalbkugel ist die Amplitude der Welle1 und derer inter-annualer Variabilität geringer als im Norden. Dennoch sind wesentliche Unterschiede zwischen beiden Simulationen im Bezug auf ihre Welle1-Amplitude fest zu stellen. Der Jahresgang der planetaren Wellenaktivität scheint sich durch saisonal stark verringerte Meereisbedeckung zu verschieben. In der ICE2000 Simulation wird das Maximum im September erreicht und dauert bis November an. Wohingegen in der Referenzsimulation die Amplitude erst von September an relativ stark ansteigt und dann im November ihr Maximum erreicht. Dies führt dazu, dass sich hinsichtlich der Dynamik die Umstellung der Atmosphäre von Winter- zu Frühjahrsbedingungen in ICE2000 etwas früher vollzieht als in R2000. Aufgrund der geringeren aber länger andauernden maximalen Amplitude in ICE2000, ist im Vergleich zur Referenzsimulation der Übergang von Frühjahr auf Sommer etwas abgeschwächt und weniger ausgeprägt.

Ähnlich zur Nordhemisphäre sind Analogien im zeitlichen Verlauf der Welle1-Amplitude und den zuvor gezeigten Anomalien der antarktischen Temperaturen und des meridionalen Wärmeflusses zu beobachten. Eine Zunahme der Wellenamplitude erfolgt in Verbindung mit einer positiven Anomalie der polaren Temperatur bzw. von  $\overline{v'T'}$ . Aufgrund der zuvor beschriebenen jahreszeitlichen Verschiebung zwischen den Simulationenläufen der Welle1-Amplituden, sind die größten südhemisphärischen Änderungen im Übergang von Winter zu Frühjahr zu sehen.

Die Analyse der Welle2 ergibt auf beiden Hemisphären vergleichbare Jahresgänge zu denen der Welle1. Die Differenzen der Welle2-Amplitude zwischen den Simulationsläufen unterscheiden

sich im Wesentlichen von der Welle 1. Jedoch sind diese aufgrund der bedeutend kleineren Amplituden verhältnismäßig gering und werden daher nicht weiter berücksichtigt (siehe Anhang-B Abb. B.6)

Parallele Änderungen der planetaren Amplituden und des meridionalen Wärmeflusses lassen den Schluss zu, dass die Anomalien von  $\overline{v'T'}$  auf eine Modifizierung der planetaren Wellenamplituden zurückzuführen sind.

### 5.3.4 Korrelationen nach Newman et al. (2001)

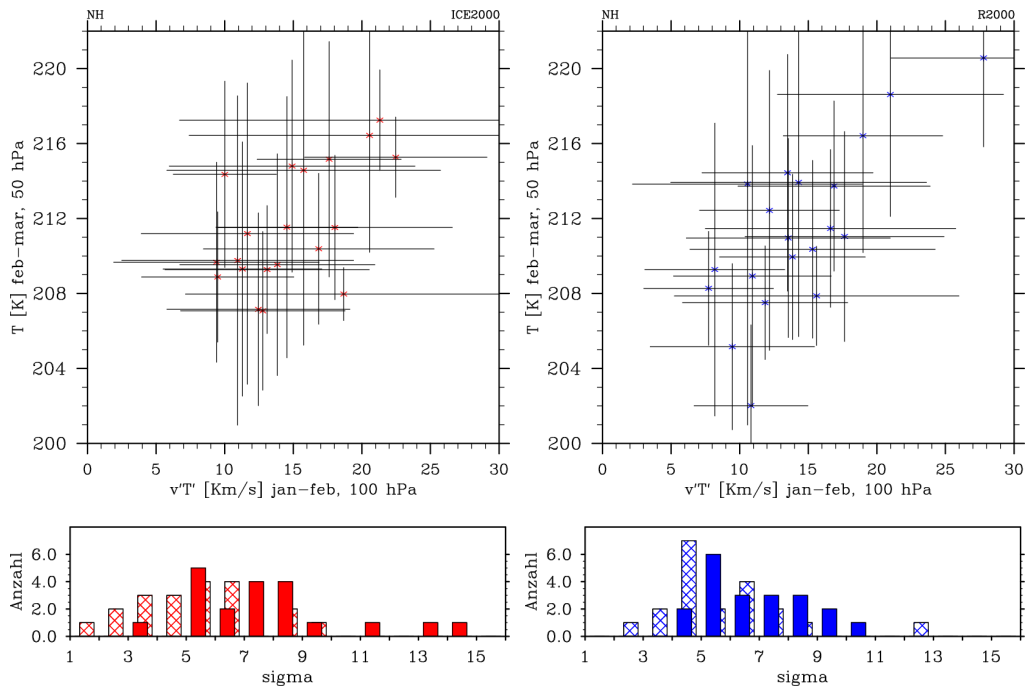
Der Zusammenhang zwischen der polaren, stratosphärischen Temperaturenveränderungen und der atmosphärische Wellenaktivität kann mit Hilfe der in Newman et al. (2001) veröffentlichten Korrelation analysiert werden. Speziell während der Wintermonate besteht ein linearer Zusammenhang des zonal gemittelten Wärmeflusses und der polaren Temperaturen. In Anlehnung an Newmans Arbeit wurden für die nachfolgenden Abbildungen (Abb. 5.13 und Abb. 5.14) der Nordhemisphäre für jedes simulierte Jahr des jeweiligen Zeitscheibenexperimentes das Monatsmittel Januar-Februar von  $\overline{v'T'}$  in einer Höhe von 100 hPa in Abhängigkeit des Monatsmittels Februar-März der Temperatur in 30 hPa aufgetragen. Für die Südhemisphäre wurden dieselben Höhenniveaus verwendet, jedoch wurden für  $\overline{v'T'}$  das Monatsmittel Juli-August und für die Temperaturen das Mittel August-September gewählt. Die gezeigten Standardabweichungen beziehen sich auf die interne Variabilität der entsprechenden 2 Monatsmittel.

#### Korrelationen Nordhemisphäre

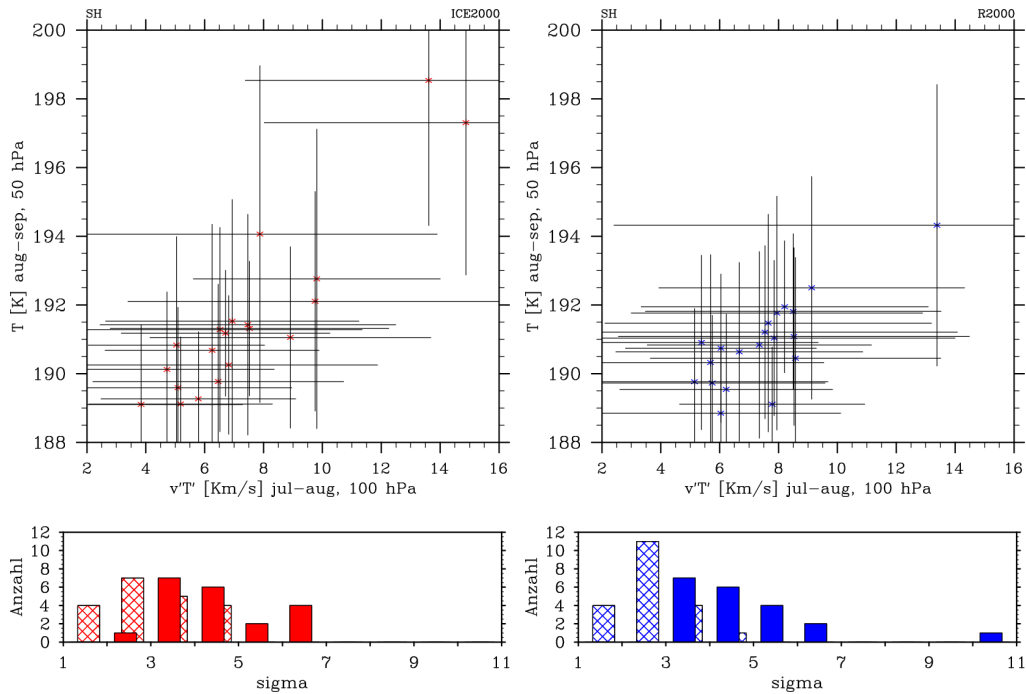
Sowohl in ICE2000 wie auch in R2000 ist ein linearer Zusammenhang zwischen  $\overline{v'T'}$  und der Temperatur während der von Newman et al. (2001) verwendeten Wintermonate auf der Nordhemisphäre zu beobachten (Abb. 5.13). In beiden Simulationsläufen befinden sich größtenteils die Werte des zonal gemittelten Wärmeflusses zwischen 7 und 25 Km/s und bezüglich der Temperatur zwischen 204 und 220 K.

Die Korrelation in ICE2000 ist im Vergleich zur Referenzsimulation etwas flacher. Dies deutet darauf hin, dass in diesem Fall der Einfluss der Wellenaktivität auf die stratosphärischen Temperaturen ein wenig geringer wie in R2000. Anhand der Betrachtung der Anzahlverteilung der 1- $\sigma$ -Standardabweichung erkennt man deutlich die wesentlich höhere Variabilität des Wärmeflusses in ICE2000. Insbesondere sind häufiger große Schwankungen zu sehen, die bis zu 15 Km/s erreichen können, wohingegen in R2000 die höchste Schwankung von  $\overline{v'T'}$  zwischen 10 und 11 Km/s liegt.

Die Unterschiede in der Variabilität der Temperatur sind nicht so deutlich. Der Vergleich beider Zeitscheibenexperimente zeigt für ICE2000 eine leichte Tendenz hin zu einer Abnahme der intra-annualen Temperaturvariabilität. In beiden Simulationen liegt  $\sigma$  meist etwa zwischen 3 und 7 K. Die jeweiligen Temperaturstandardabweichung weisen jedoch deutliche Unterschiede in ihren Häufigkeitsverteilungen auf. So sind zum Beispiel in R2000 die Temperaturschwankungen überwiegend zwischen 4 und 7 K zu sehen. In ICE2000 liegt das globale Maximum der Schwankungen zwischen 4 und 5 K. Ein lokales Maximum ist zwischen 6 und 7 K zu beobachten.



**Abbildung 5.13:** Obere Plots: Jeweils für R2000 und ICE2000  $\overline{v'T'}$  (gemittelt von  $40^\circ N$  bis  $80^\circ N$  auf 100 hPa, für Januar-Februar) in Abhängigkeit von der Temperatur (gemittelt von  $60^\circ N$  bis  $90^\circ N$  auf, 50 hPa für Februar-März) aufgetragen. Untere Plots: Dazugehörige Anzahlverteilung der ein- $\sigma$  Standardabweichung. Schraffiertes Histogramm bezieht sich auf die Temperaturabweichungen, nicht-schraffiertes auf  $\overline{v'T'}$ .



**Abbildung 5.14:** Obere Plots: Jeweils für R2000 und ICE 2000  $\overline{v'T'}$  (gemittelt von  $40^\circ S$  bis  $80^\circ S$  auf 100 hPa, für Juli-August) in Abhängigkeit von der Temperatur (gemittelt von  $60^\circ S$  bis  $90^\circ S$  auf, 50 hPa für August-September) aufgetragen. Untere Plots: Dazugehörige Anzahlverteilung der ein- $\sigma$  Standardabweichung. Schraffiertes Histogramm bezieht sich auf die Temperaturabweichungen, nicht-schraffiertes auf  $\overline{v'T'}$ .

### Korrelationen Südhemisphäre

Auch auf der Südhemisphäre zeigt sich während der Wintermonate ein linearer Zusammenhang zwischen  $\overline{v'T'}$  und der Temperatur (Abb. 5.14). Aufgrund der, wie zuvor erwähnten, verhältnismäßig schwachen Wellenaktivität auf der Südhalbkugel während der Wintermonate sind im Vergleich zur Nordhemisphäre wesentlich niedrigere Wärmeflüsse und Temperaturen zu beobachten.

In beiden Simulationen liegen die Werte des zonal gemittelten Wärmeflusses überwiegend zwischen 4 und 10 Km/s und bei der Temperatur zwischen 188 und 193 K. In ICE2000 sind mehr "Extrem Ereignisse" wie in R2000 zu beobachten, d. h. es gibt mehr Ereignisse mit großen  $\overline{v'T'}$  und dazugehörige hohe Temperaturen. Das bedeutet, dass aufgrund des verringerten Meereises die Variabilität der Dynamik in der Südhemisphäre in den Wintermonaten zu nimmt. Dies bestätigt sich zum einen auch in der Analyse der jeweiligen Anzahlverteilung der 1- $\sigma$ -Standardabweichung und zum anderen in der bereits gezeigten Analyse der Wärmeflussanomalie. In ICE2000 ist sowohl die Verteilung der Wärmefluss, wie auch die der Temperatur-Standardabweichung gegenüber der Referenzsimulation flacher. Dadurch nimmt die Häufigkeit größerer Schwankungen zu und die Variabilität erhöht sich. In beiden Simulationen liegen die Abweichungen des Wärmeflusses größtenteils zwischen 3 und 5 Km/s und der Temperatur zwischen 2 und 3 K.

### Fazit Newman Korrelation

Im Zuge der Abnahme in der polaren Meereisbedeckung nimmt auf beiden Hemisphären die Variabilität des zonal gemittelten Wärmeflusses während der Wintermonate zu.

Auf der Nordhalbkugel scheint der Einfluss der Wellenaktivität auf die polaren, stratosphärischen Wintertemperaturen verringert zu sein. Dies zeigt sich zum einen in einer etwas flacheren Steigung der Korrelation zwischen Wärmefluss und Temperatur der ICE2000 Simulation. Verglichen mit der Referenzsimulation folgen in der Simulation mit modifizierter Meereisbedeckung auf ähnlich große Wärmeflüsse verhältnismäßig niedrige arktische Temperaturen der Stratosphäre. Des weiteren ist in ICE2000 bei der Betrachtung der Verteilung der Standardabweichung der Temperatur eine Tendenz hin zu kleineren Werten zu erkennen. Das heißt anhand verringerten Meereises nimmt in der Nordhemisphäre die Variabilität des zonal gemittelten meridionalen Wärmeflusses zu, im Kontrast dazu aber nehmen die Schwankungen in den polaren stratosphärischen Temperaturen in der Tendenz ab. Möglicherweise spielen hier neben dynamischen Prozessen weitere, etwa strahlungsbedingte, Vorgänge eine Rolle.

In der Südhemisphäre sind in ICE2000 mehr Ereignisse mit großen  $\overline{v'T'}$  und dazugehörige hohe Temperatur zu beobachten. Im Allgemeinen ist auf der Südhalbkugel eine höhere Variabilität des Systems in Folge der geänderten polaren Eisflächen festzustellen. Dies zeigt sich in der Anzahlverteilung der Standardabweichung. Sowohl in der Temperatur wie auch im Wärmefluss steigt die Häufigkeit größerer Schwankungen an.

Die hemisphärischen Unterschiede in der Temperaturstandardabweichung sind möglicherweise auf die jeweiligen verschiedenen zeitlichen Entwicklungen der polaren Temperatur zurückzuführen. Wie man bereits aus den Darstellungen der polaren Temperaturanomalie (Abb. 5.7 und Abb. 5.8) vermuten kann, aber bisher noch nicht gezeigt wurde, schwankt in der ICE2000 Simulation im Norden während Februar-März die stratosphärische Temperatur um einen gewissen Wert, wohingegen auf der Südhemisphäre während August-September eine reine Temperaturzunahme zu beobachten ist.

Dennoch stellt sich in beiden Simulationsläufen ein deutlicher linearer Zusammenhang zwischen

$\overline{v'T'}$  und den darauf folgenden polaren Temperaturen heraus.

### 5.3.5 Newman Korrelation der Differenzen

Bisher konnte gezeigt werden, dass die Anomalienmuster des Wärmeflusses und der polaren Temperaturen auf beiden Hemisphären ähnliche Strukturen aufweisen. Sollte sich bei einer Analyse, die sich an der Newman Korrelation orientiert, ein linearer Zusammenhang zwischen den Änderungen von  $\overline{v'T'}$  und der polaren Temperatur zeigen, so wäre dies ein deutliches Indiz für eine vorwiegend dynamisch getriebenen polaren Temperaturresponse.

Hier zu wird jeweils das 2-Monatsmittel der Anomalie von  $\overline{v'T'}$  in einer Höhe von 100 hPa in Abhängigkeit der 30 Tage darauf folgende 2-Monatsmittel der zonal gemittelten Temperaturanomalie in 30 hPa aufgetragen. Analog zu Newmans Arbeit verwendet man für  $\overline{v'T'}$  ein Breitenmittel von  $40^\circ$  bis  $80^\circ$  und für die Temperatur wird von  $60^\circ$  bis  $90^\circ$  gemittelt.

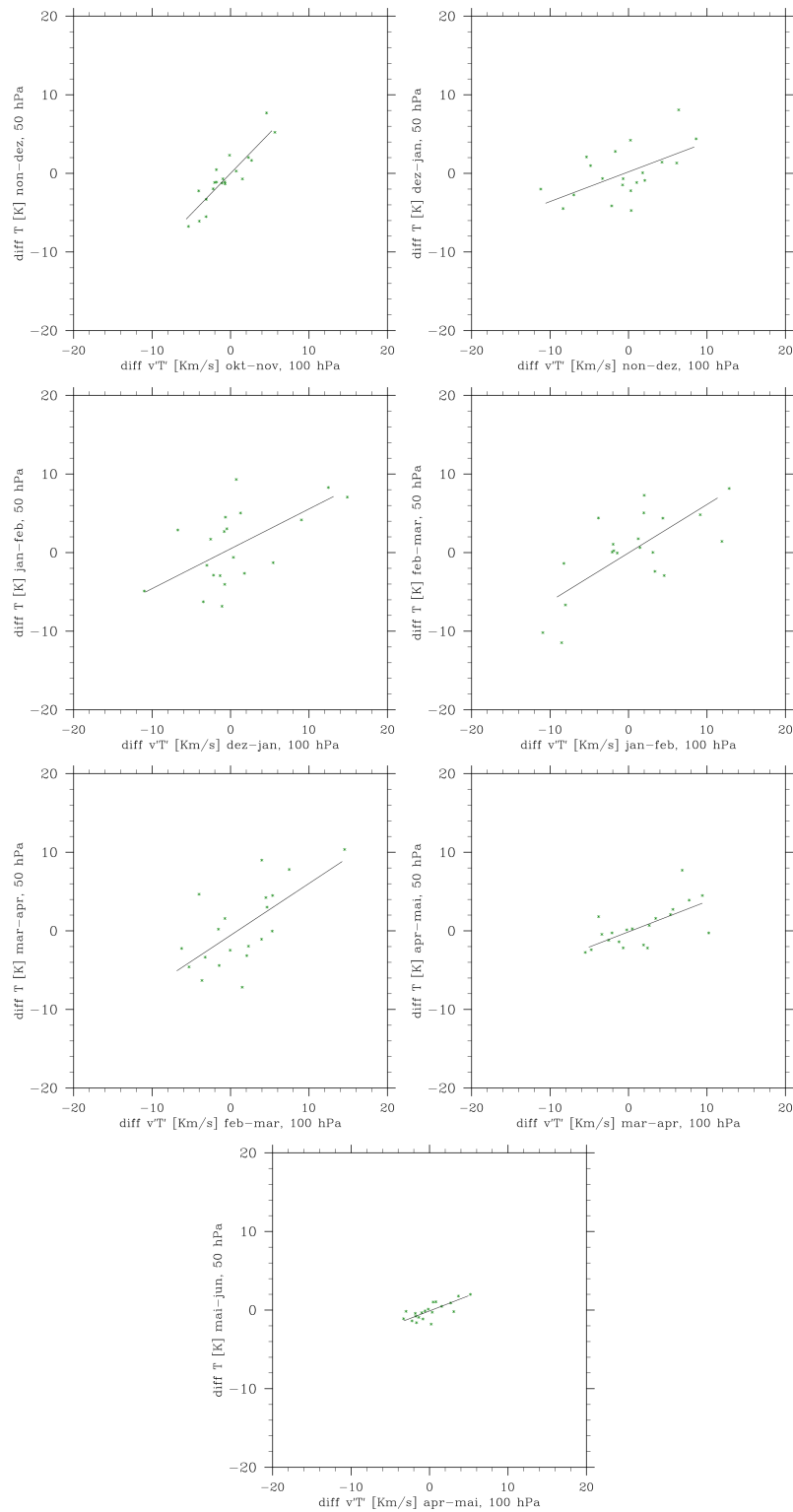
#### Nordhemisphäre

Grundsätzlich ist im Zeitraum, in dem größere Temperatur- und Wärmeflussanomalien zu beobachten sind, ein linearer Zusammenhang zwischen den Differenzen in  $\overline{v'T'}$  und den Differenzen der Temperatur festzustellen (Abb. 5.15). Analog zur ursprünglichen Newman Korrelation ist dies ein deutlicher Hinweis auf einen dynamisch getriebenen Prozess. Die Änderungen im Wärmefluss verursachen Änderungen in der polaren Temperatur der Stratosphäre verursachen. Die Korrelationen von November-Dezember ( $\overline{v'T'}$ ), Dezember-Januar (Temperatur) bis April-Mai ( $\overline{v'T'}$ ), Mai-Juni (Temperatur) haben in der Regel eine etwas flachere Neigung und eine breitere Verteilung der Korrelationspunkte wie in der Korrelation Oktober-November ( $\overline{v'T'}$ ), November-Dezember (Temperatur). In den Monaten, die eine geringere Neigung der Korrelationsgeraden aufweisen, ist somit der Einfluss der Änderungen im zonal gemittelten Wärmeflusses auf die Änderungen der arktischen, stratosphärischen Temperaturen kleiner. Die breitere Streuung der Korrelationspunkte von Dezember-Januar ( $\overline{v'T'}$ ), Januar-Februar (Temperatur) an, ist möglicherweise auf die stärker einsetzenden, transienten Anteil Wärmeflussanomalie zurück zu führen. Demnach ist die flachere Neigung während November-Dezember ( $\overline{v'T'}$ ), Dezember-Januar (Temperatur) nicht von einer zunehmenden Variabilität der Wärmeflussänderung abzuleiten. Naheliegend wären Strahlungsprozesse, die den stratosphärischen Temperaturresponse dämpfen könnten, zumal in diesem Zeitraum die Polarnacht einsetzt und wesentliche Veränderungen des atmosphärischen Strahlungshaushaltes stattfinden. In April-Mai ( $\overline{v'T'}$ ), Mai-Juni (Temperatur) nimmt die Stärke der Anomalien, sowohl in der Temperatur wie auch im Wärmefluss erheblich ab. Ein linearer Zusammenhang ist nicht mehr so deutlich zu erkennen. Offensichtlich scheinen die polaren Temperaturänderungen durch weitere andere Prozesse beeinflusst zu werden.

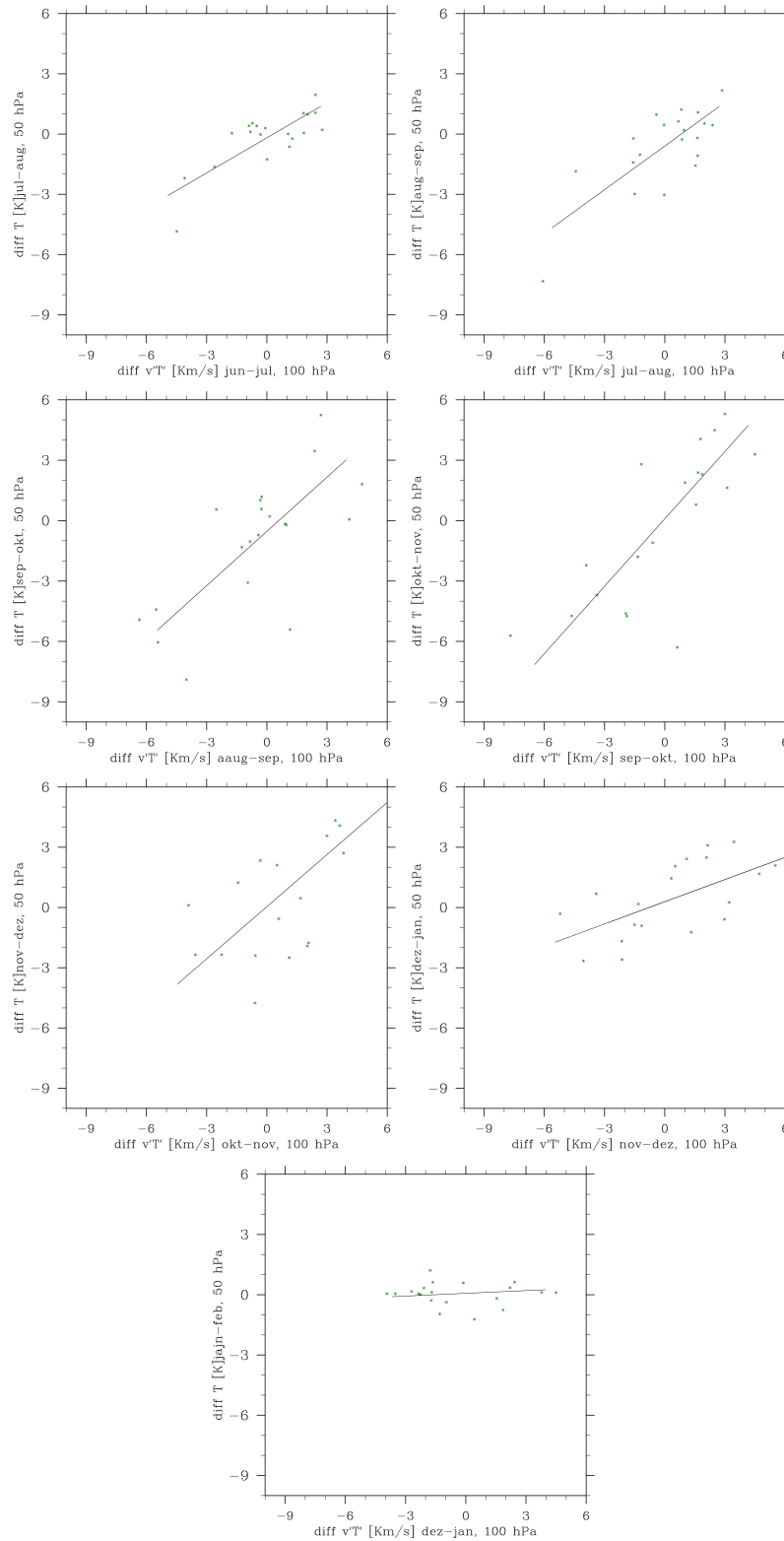
#### Südhemisphäre

Entsprechend zur Nordhemisphäre ist auf der Südhemisphäre während der stärksten Wellenaktivität ein deutlicher linearer Zusammenhang zwischen zonal gemittelten Wärmefluss und der stratosphärischen, antarktischen Temperatur zu sehen, d. h. auch auf der Südhalbkugel sind wahrscheinlich die Änderungen antarktischer Temperaturen der unteren mittleren Atmosphäre durch Änderungen im meridionalen Wärmefluss angeregt worden (Abb. 5.16). Von Juni-Juli ( $\overline{v'T'}$ ), Juli-August (Temperatur) an nimmt die Steigung der Korrelationsgeraden kontinuierlich zu bis sie im September-Oktober ( $\overline{v'T'}$ ), Oktober-November (Temperatur) am steilsten ist. Von Oktober-November ( $\overline{v'T'}$ ), November-Dezember (Temperatur) flacht die Korrelation ab und





**Abbildung 5.15:** Korrelation der jeweiligen 2-Monatsmittel von  $\overline{v'T'}$  (in 100 hPa und Breitenmitte von  $40^\circ\text{N}$  bis  $80^\circ\text{N}$ ) und der in einem Monat darauf folgende Temperaturanomalie (in 50 hPa und Breitenmitte von  $60^\circ\text{N}$  bis  $90^\circ\text{N}$ ). Zeitraum von November bis Juni



**Abbildung 5.16:** Korrelation der jeweiligen 2-Monatsmittel von  $\overline{vT'}$  (in 100 hPa und Breitenmittle von 40° S bis 80° S) und der in einem Monat darauf folgende Temperaturanomalie (in 50 hPa und Breitenmittle von 60° S bis 90° S). Zeitraum von Juni bis Februar

bricht dann während Dezember-Januar ( $\overline{v'T'}$ ), Januar-Februar (Temperatur) zusammen. Hier ist die Verteilung der Wärmeflussanomalien verhältnismäßig groß, jedoch bleiben die Änderungen der polaren Temperaturen annähernd konstant.

Vergleicht man gleichzeitig die jeweiligen Jahresgänge der Welle 1 so stellt man fest, dass die Neigung der Korrelationsgeraden mit zunehmender Verschiebung der Wellenamplituden steiler wird. Das heißt der Einfluss planetarer Wellenaktivität auf die antarktische, Stratosphären-temperatur nimmt zu, je größer der Amplitudenunterschied planetarer Wellen zwischen beiden Simulationen ist.

Zu jeder Zeit ist eine verhältnismäßig breite Verteilung der Korrelationspunkte festzustellen. Dies liegt wahrscheinlich an dem grundsätzlich höheren Anteil der transienten Wellenaktivität auf der Südhalbkugel.

An der Steigung der Korrelationen ist zu erkennen, dass die Änderungen der polaren, stratosphärischen Temperaturen auf der Südhemisphäre sensibler auf Änderung im zonal gemittelten Wärmefluss reagieren wie auf der Nordhemisphäre. Das ist konsistent mit dem Ergebnis der zuvor durchgeführten Newman Korrelation der Absolutwerte. Für die Nordhalbkugel zeigte sich in ICE2000 eine geringere interne Variabilität der Temperatur wie in R2000. Da die nordpolaren Anomalien der Meereisbedeckung erheblich größer sind wie in der Antarktis, können daher in der Arktis neben dynamischen Phänomenen auch Strahlungsprozesse (auch die langwellige Ausstrahlung von der Erdoberfläche aus) eine wichtige Rolle spielen. Beispielsweise zeigt die Arbeit von Royer et al. (1990), dass bei einer freien Meeresoberfläche die zuvor mit Eis bedeckt war, ein verstärkter Wärmefluss statt findet.

## 5.4 Zusammenfassung der Ergebnisse

Für die Untersuchung des Einflusses polarer Meereisbedeckung auf die Dynamik der unteren Stratosphäre wurden zwei Zeitscheibenexperimente erstellt: R2000 mit den atmosphärischen Bedingungen des Jahres 2000 und den SSTs (eingeschlossen der polaren Seeisflächen) von 1995-2004 gemittelt und ICE2000 den gleichen atmosphärischen Bedingungen wie in R2000 aber einer Meereisbedeckung gemittelt aus den Jahren 2089-2099.

In einem Ersten Schritt wurden globale klimatologische Mittel der Temperatur, der Ozonkonzentration und des Zonalwindes untersucht. Temperatur und Ozonkonzentration weisen jeweils in der polaren Winterhemisphäre entgegengesetzte, signifikante Unterschiede in der Stratosphäre auf. Hier wurden im Zusammenhang mit einer Abkühlung eine Zunahme der Ozonkonzentration festgestellt. Zusätzlich ergab die Analyse des Zonalwindes Änderungen in der Tropo- wie auch Stratosphäre im Bereich des 60. Breitenkreises. Diese atmosphärischen Reaktionen hinsichtlich einer verringerten Meereisbedeckung deuten auf dynamisch getriebene Prozesse hin.

Die darauf folgende nähere Untersuchung der polaren Temperaturanomalien zeigt nur geringe signifikante Unterschiede zwischen beiden Simulationen in der mittleren Atmosphäre auf, jedoch sind ähnliche Phänomene auf beiden Hemisphären zu beobachten. Die troposphärische Temperaturzunahme folgt im wesentlichen der Temperaturänderung der bodennahen Luftschichten.

Die Überprüfung auf dynamische Ursachen erfolgt zunächst anhand der Analyse von  $\overline{v'T'}$  Anomalien aus den mittleren Breiten. Hier sind insbesondere in den stationären Anteilen auffällige Ähnlichkeiten mit den Strukturen der zuvor untersuchten polaren Temperaturanomalien festzustellen. Eine Zu- bzw. Abnahme des zonal gemittelten Wärmeflusses erfolgt jeweils im Zusammenhang mit einer entsprechenden Zu- bzw. Abnahme der polaren, stratosphärischen Temperatur.

In der weiteren Untersuchung der planetaren Wellen stellten sich Analogien im zeitlichen Verlauf

der Änderungen der Wellenamplituden und den Abweichungen des meridionalen Wärmeflusses heraus. Parallel zu einer größeren Welle1-Amplitude erfolgt eine positive Anomalie von  $\overline{v'T'}$ . Entsprechendes gilt für geringer Wellenamplituden. Auf der Nordhalbkugel sind überwiegend während der Wintermonate eine Modifizierung der Amplituden zu sehen. Hingegen in der Südhemisphäre lassen sich die Amplitudenunterschiede durch eine tendenzielle jahreszeitliche Verschiebung der Maxima erklären.

Anhand der Durchführung der Newman Korrelation lässt sich in beiden Zeitscheibensimulationen eine lineare Beziehung zwischen stratosphärischen Temperaturänderungen und der planetaren Wellenaktivität während der Wintermonate zeigen. Im Zuge reduzierter polarer Eisflächen, nimmt in der Nord- wie Südhemisphäre die interne Variabilität von  $\overline{v'T'}$  zu. Auf der Nordhalbkugel scheinen neben dynamischen, noch weitere Prozesse die arktischen, Stratosphärentemperaturen zu beeinflussen, da hier im Gegensatz zur Antarktis in der Tendenz die interne Variabilität der korrelierten Temperaturen abnehmen.

Um allgemein die Wirkung geänderter meridionaler Wärmeflüsse auf die polare Temperatur der unteren mittleren Atmosphäre bewerten zu können, wird die Newman Analyse erweitert. Dies geschieht, in dem die Änderungen der jeweiligen Größe korreliert werden. Grundsätzlich ist in Phasen größere Temperatur- und Wärmeflussanomalien ein linearer Zusammenhang zwischen den Differenzen in  $\overline{v'T'}$  und den Differenzen der Temperatur festzustellen. Dies lässt vermuten, dass mit großer Wahrscheinlichkeit die Temperaturänderungen durch geänderte meridionale Wärmeflüsse angeregt wurden. Auch hier deuten hemisphärische Unterschiede darauf hin, dass an den arktischen Temperaturänderungen der Stratosphäre abgesehen von den dynamischen auch weitere andere Prozesse beteiligt sind.

## Kapitel 6

# Diskussion und Ausblick

Die durch eine starke Reduzierung der polaren Meereisbedeckung entstehenden eisfreien Flächen verursachen im Modellsystem deutliche lokale Zunahmen der Oberflächentemperatur (SST). Dies hat eine unmittelbare Erwärmung der Luftschichten der unteren Atmosphäre zur Folge. Deren statistische Signifikanz hat eine vertikale Erstreckung, die weit in die Troposphäre hinein reicht.

Im Hinblick auf die Stratosphäre konnten anhand saisonaler, klimatologischer Mittel global meist nur relativ atmosphärische Veränderungen festgestellt werden. Der Response beschränkte sich überwiegend auf die Polarregion der Sommerhemisphäre. Trotz geringer statistischer, charakteristischer Unterschiede der stratosphärischen Ergebnisse wurden diese aufgrund hemisphärischer Analogien in den Reaktionen der Atmosphäre untersucht und nicht vernachlässigt. In dieser Arbeit erweist sich die Interpretation des stratosphärischen Veränderungen daher als sehr aufwändig und schwierig. Die Betrachtung anderer Signifikanzniveaus zeigt, dass sich die Veränderungen in der Stratosphäre am Rande der statistischen Nachweisbarkeit bewegen. Zum Beispiel ist bei einer geringfügig niedrigeren Signifikanz von 90% anstelle von 95% in den polaren Temperaturanomalien ein wesentlich deutlicheres Signal zu erkennen (z. B. vgl. Abb. B.4 und Abb. B.5).

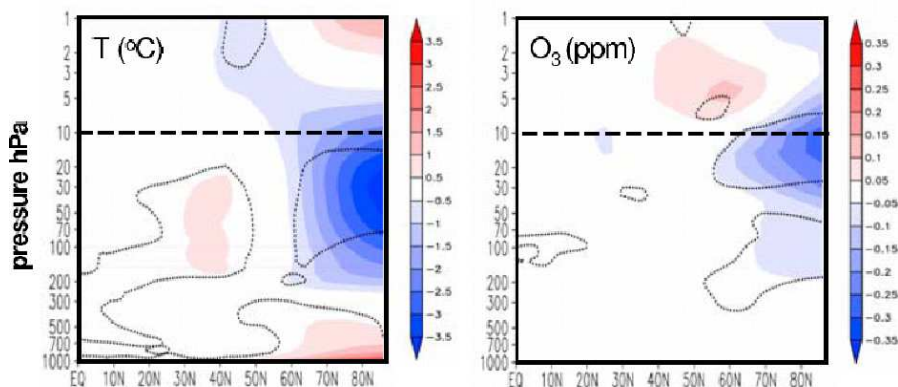
Eine Bewertungsmöglichkeit des atmosphärischen Responses bot sich mit der Untersuchung der polaren Temperaturen und des meridionalen Wärmeflusses im Kontext der annualen, zeitlichen Entwicklung. Die höhere zeitliche Auflösung von Tageswerten erwies sich als Vorteil, da Details mit Zeitskalen kleiner ein Monat oftmals eine wichtige Rolle spielen.

Der Nutzen dieser Anschauungsweise hinsichtlich einer statistischen Beurteilung, zeigt sich beispielsweise im Vergleich mit der Arbeit von Scinocca et al. (2009). In Scinocca et al. (2009) wurden die Reaktionen der Atmosphäre hinsichtlich einer starken Abnahme der nordpolaren Eisflächen untersucht. Das Hauptinteresse dieser Studie lag bei der Untersuchung des stratosphärischen Ozonresponses im Nord-Frühling. Hierzu wurden mit Hilfe eines Klima-Chemie-Modells mit gekoppelten Ozeanmodul zwei Ensemble transienter Simulationen (1960 - 2100) erstellt. In dem sogenannten Referenzensemble orientierte man sich an dem von Eyring et al. (2007) publizierten REF2 Szenario. In dem anderen Ensemble wurde nach dem Jahr 2025 die Albedo der arktischen Meereisbedeckung extrem modifiziert. Anschaulich wurden die Oberflächen des Meereises stark verdunkelt. Dadurch wird die Absorption solarer Strahlung wesentlich erhöht und es kommt während der Sommermonate zu einem raschen Abschmelzen der Eisflächen. In den Wintermonaten, mit Abwesenheit der Sonne, können sich diese wieder erholen. Diese saisonalen Unterschiede der unteren Randbedingung sind vergleichbar zu denen in der vorliegenden Arbeit. Weitere Details zur Experimentkonfiguration sind in der oben genannten

Arbeit nachzulesen.

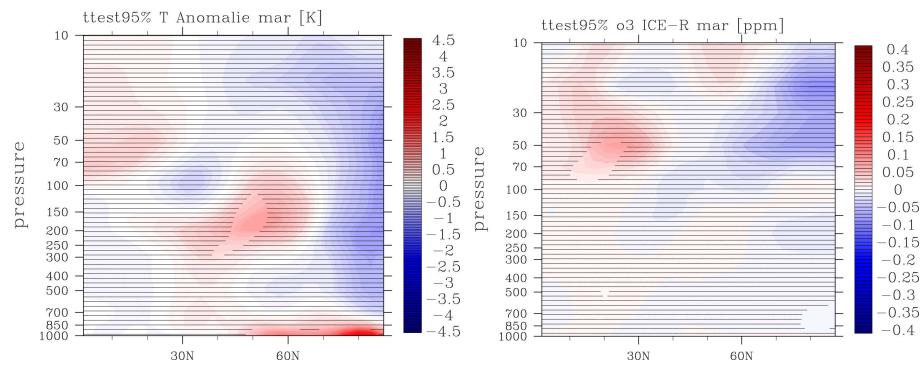
In der Studie von Scinocca et al. (2009) wurde lediglich für den Monat März der Response in der Temperatur und der Ozonkonzentration der Nordhemisphäre gezeigt (vgl. Abb. 6.1). Dieser setzt sich zusammen aus der Differenz des modifizierten Ensembles minus dem Referenzensemble für das jeweilige Mittel der Jahre 2040-2060. In Abbildung 6.2 ist entsprechend das klimatologische Mittel der Differenz ICE2000 - R2000 der Temperatur und Ozonkonzentration für März dargestellt. Zu beachten sind die verschiedenen vertikalen Achsen. Obwohl sich die Konfigurationen der Experimente wesentlich unterscheiden und die Daten von verschiedenen Modellen produziert wurden, sind überraschenderweise ähnliche Strukturen der jeweiligen Anomalien festzustellen. So sind zum Beispiel in der polaren unteren Stratosphäre in beiden Arbeiten eine klare Temperaturabnahme vergleichbarer Größenordnung von etwa  $-3.5$  K und in den höheren Breiten überwiegen eine Temperaturzunahme zu beobachten. Im Bezug auf die arktischen Ozonänderungen sind in der räumlichen Ausdehnung gleichartige Abnahmen im Bereich von 50 und 10 hPa zu erkennen.

Allerdings sind in der vorliegenden Arbeit die Reaktionen der nordpolaren, mittleren Atmosphäre insignifikant. Beachtet man jedoch den Jahresgang der Temperaturen in E39C-A, so sind während des Monats März deutlich kurzzeitige Temperaturabnahmen in der Stratosphäre zu erkennen (vgl. Abb. 5.7). Im Monatsmittel können diese Schwankungen den Response erheblich mindern. Dessen ungeachtet zeigt dieser Vergleich, dass sich die Interpretation der atmosphärischen Reaktion alleinig anhand eines einzigen Monat im Bezug auf eine statistische Signifikanz hin äußerst schwierig gestaltet.



**Abbildung 6.1:** Nordhemisphäre, März Anomalie (Simulation mit Seeisstörung minus REF2 Ensemble) von Temperatur und Ozonkonzentration gemittelt über die Jahre 2040 - 2060. Gepunktete Kontourlinie zeigt das 95% Signifikanzniveau. Die dicke, gestrichelte Linie markiert das 10 hPa Höhenniveau. (Scinocca et al., 2009)

In der Troposphäre ist das diametrale Verhalten der nordhemisphärischen Temperaturzunahme der bodennahen Luftschichten hinsichtlich einer abnehmenden Meereisbeckung auch in anderen Arbeiten festgestellt worden (Deser et al., 2010; Singarayer et al., 2006). Allgemein ist die direkte Gegenüberstellung der Arbeiten mit Vorsicht zu betrachten, da die dazugehörigen Experimente unterschiedlich aufgebaut sind (Zeitscheiben- und transiente Simulation). Dennoch ist die Temperaturänderung der Troposphäre hinsichtlich einer abnehmenden polaren Eisfläche in allen Arbeiten prinzipiell ähnlich. In Deser et al. (2010) sah man Ursache der Erwärmung der arktischen, bodennahen Luftschichten während der Wintermonate in modifizierten Wärmeflustransporten. Diesbezüglich wurden bisher für die Simulationen R2000 und ICE2000 jedoch



**Abbildung 6.2:** Nordhemisphere, Zonalmittel, März Anomalie (ICE2000 -R2000) von Temperatur und Ozonkonzentration. Schraffierte Fläche ist insignifikant.

keine Analysen vorgenommen.

Zu betonen ist nochmals der Fokus dieser Arbeit. Das grundsätzliche Interesse lag in der Untersuchung der dynamische Veränderung in der Stratosphäre hinsichtlich einer starken Abnahme der polaren Meereisflächen. Analysen der Strahlungsprozesse wurden wie bereits angesprochen noch nicht berücksichtigt. Diese könnten Aufschluss geben, über die Hemisphärischen Unterschiede der Newman Korrelationen (vgl. Abschnitt 5.3.4). Insbesondere während des Novembers wird in der Nordhemisphäre die Ursache der atmosphärischen Reaktionen in der Temperatur und des meridionalen Wärmeflusses in modifizierten Strahlungsprozessen zwischen Erdboden und Atmosphäre vermutet.

Zweifelsohne sind die Ergebnisse dieser Arbeit mit einer verhältnismäßig großen statistischen Unsicherheit behaftet. Daher wäre eine Durchführung eines vergleichbaren Experimentes mit Hilfe eines Ensembles verschiedener Klima-Chemie-Modell notwendig um eine bessere, sichere statistische Aussage machen zu können. Unter anderem sind Effekte eines bisher fehlenden interaktiven Ozeans, nicht untersucht worden. Zusätzliche Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und den Weltmeeren führen möglicherweise zu Rückkopplungsprozessen, die einen verstärkten Response verursachen können (Scinocca et al., 2009).

So gesehen dient diese Sensitivitätsstudie als Anstoß für weitere Anstrengungen hinsichtlich der polaren Klimaforschung.





## Anhang A

# Mathematische Methoden

### A.1 Fourieranalyse

Die Untersuchung planetarer Wellen kann anhand einer Fourieranalyse des Geopotentialfeldes durchgeführt werden.

Sei  $f(x)$  eine beliebige hinreichend gutmütige, zonalabhängige Funktion, so kann “nach einigen Zeilen Algebra” gezeigt werden, dass sich diese Funktion aus der Summe ihres Zonalmittels und einer Fourier-Reihe darstellen lässt:

$$f(x) = \sum_{s=0}^{\infty} (A_s \sin k_s x + B_s \cos k_s x) \quad (\text{A.1})$$

mit der zonalen Wellenzahl:

$$k_s = 2\pi s/L \quad (\text{A.2})$$

$L$  ist die Länge des Breitenkreises und  $s$  bezieht sich auf die planetare Wellenzahl.  $s$  ist eine positive ganzzahlige Vielfache und bezeichnet die Anzahl der Wellen auf einem Breitenkreis.  $A_s$  und  $B_s$  sind die sogenannten Fourier-Koeffizienten. Multipliziert man sowohl die rechte wie linke Seite von Gl. A.1 mit  $\sin(2\pi nx/L)$ , wobei  $n$  eine natürliche Zahl ist und integriert dann über die Länge des Breitenkreises, so erhält man den Koeffizienten  $A_s$ . Berücksichtigt man die orthogonalen Eigenschaften:

$$\int_0^L \sin \frac{2\pi sx}{L} \sin \frac{2\pi nx}{L} dx = \begin{cases} 0, s \neq n \\ L/2, s = n \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

so ergibt es für

$$A_s = L/2 \int_0^L f(x) \sin \frac{2\pi sx}{L} dx \quad (\text{A.4})$$

Analog, multipliziert man beide Seiten von Gl. A.1 mit  $\cos(2\pi nx/L)$  integriert ebenfalls über die Länge des Breitenkreises so folgt:

$$B_s = L/2 \int_0^L f(x) \cos \frac{2\pi sx}{L} dx \quad (\text{A.5})$$

Wird bei der Fourieranalyse nur noch die planetare Wellenzahl 1 berücksichtigt, so erhält man die Welle 1. Planetare Wellenzahl 1 bedeutet, dass auf jeden Breitenkreis genau ein Wellenzug passt. Entsprechendes gilt für höhere Wellenzahlen. Diese spektrale Auflösung ermöglicht es einzelne Wellentypen zu analysieren. Planetare quasi-stationäre Wellen lassen sich so z. B. durch Wellen mit kleiner Wellenzahl (1 und 2) beschreiben. Obige Herleitungen und weitere Ausführungen und Diskussionen sind unter anderem in Holton (2004) nach zu lesen.

## A.2 Student-T-Test

In diesem Abschnitt wird der Student-T-Test erläutert, anhand dessen die Ergebnisse auf ihre statistische Signifikanz hin untersucht wurden.

In der Statistik bezeichnet man den Unterschied zweier Messgrößen bzw. Variablen als signifikant (wesentlich), wenn das Zustandekommen nicht zufällig, oder anders ausgedrückt die Wahrscheinlichkeit für einen zufälligen Unterschied gering ist. Besteht Signifikanz, so liegt im statistischen Sinne tatsächlich ein Unterschied vor. Anhand von statistischen Tests kann überprüft werden, ob die Ergebnisse aus zufälligen Ereignissen oder systematischen Unterschieden folgen.

Für die Untersuchung von Mittelwerten (z. B. klimatologische Mittel) hinsichtlich signifikanter Unterschiede untereinander, wird im Allgemeinen der Student-t-test verwendet. Die Überprüfung erfolgt durch das Akzeptieren beziehungsweise Ablehnen eines zuvor aufgestellten Gegensatzpaares, der sogenannten Null- und Alternativhypothese. Die Nullhypothese ist eine Annahme über die Wahrscheinlichkeitsverteilung einer Zufallsvariablen. Generell besagt sie die Gleichheit von Ereignissen. In der vorliegenden Arbeit wird hierfür angenommen, dass der Unterschied zweier Mittelwerte in ihrer Gesamtheit Null ist. Die Alternativhypothese beinhaltet alle alternativen Annahmen bezüglich der Nullhypothese. Seien  $X$  mit der Standardabweichung  $\sigma_x$  und  $Y$  mit der Standardabweichung  $\sigma_y$  jeweils annähernd normalverteilte Stichproben. Die Definition der Standardabweichung  $\sigma$  einer beliebigen Zufallsvariablen  $x$  lautet:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (\text{A.6})$$

wobei  $\bar{x}$  das arithmetische Mittel der jeweiligen Stichprobe mit:  $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$  ist. Die Breite der Stichprobenverteilung wird durch die Varianz charakterisiert. Sie wird auch durch das Quadrat der Standardabweichung  $\sigma$  definiert:

$$\text{Var}(x) = \sigma^2 \quad (\text{A.7})$$

Wird ein bestimmter Grenzwert durch die Differenz des Stichprobenmittels überschritten so ist die Nullhypothese zu verwerfen. Das bedeutet, dass ein statistisch nachweisbarer Unterschied zwischen den Mittelwerten besteht. Der Grenzwert wird durch den t-wert vorgegeben. Dieser ist student-t-verteilt und nähert sich mit zunehmender Stichprobenlänge der Normalverteilung an. Sind sowohl die Stichproben wie als auch die Varianzen unterschiedlich groß, so lässt die t-Verteilung folgendermaßen berechnen:

$$t = \frac{|\bar{X} - \bar{Y}|}{\sqrt{\left(\frac{\sigma_x^2}{n_x} + \frac{\sigma_y^2}{n_y}\right)}}, \quad (\text{A.8})$$

mit der Mächtigkeit  $n_x$  der Stichprobe  $X$  und der Mächtigkeit  $n_y$  der Stichprobe  $Y$ . Ist  $n_x = n_y = n$ , so sind die Stichproben gleich groß und die Gleichung A.8 lässt sich kompakt umschreiben zu:

$$t = \frac{|\bar{X} - \bar{Y}|}{\sqrt{(Var(X) + Var(Y)) \frac{1}{n}}}, \quad (\text{A.9})$$

Die Verteilung von  $t$  ist abhängig von der Anzahl der Freiheitsgrade, die durch die jeweiligen Stichprobenlängen bestimmt wird. Bei gleich großen Stichproben ist die Anzahl der Freiheitsgrade gleich der jeweiligen Stichprobenlänge. Anhand von  $t$ , der sogenannten Prüfgröße kann ermittelt werden, mit welcher Wahrscheinlichkeit die Nullhypothese verworfen und die Alternativhypothese angenommen werden kann. Bei einer statistischen Signifikanz von 95% wird die Nullhypothese abgelehnt und die Alternativhypothese akzeptiert. Die Gefahr die Alternativhypothese fälschlicherweise angenommen zuhaben liegt dann bei 5%. In nachfolgender Tabelle sind die in dieser Arbeit verwendeten Grenzwerte aufgeführt mit zusätzlichen Beispielen für andere Freiheitsgrade.

Statistische Signifikanz	95%	90%
$t_{krit20}$	2.086	1.725
$t_{krit40}$	2.021	1.684
$t_{krit50}$	2.009	1.676

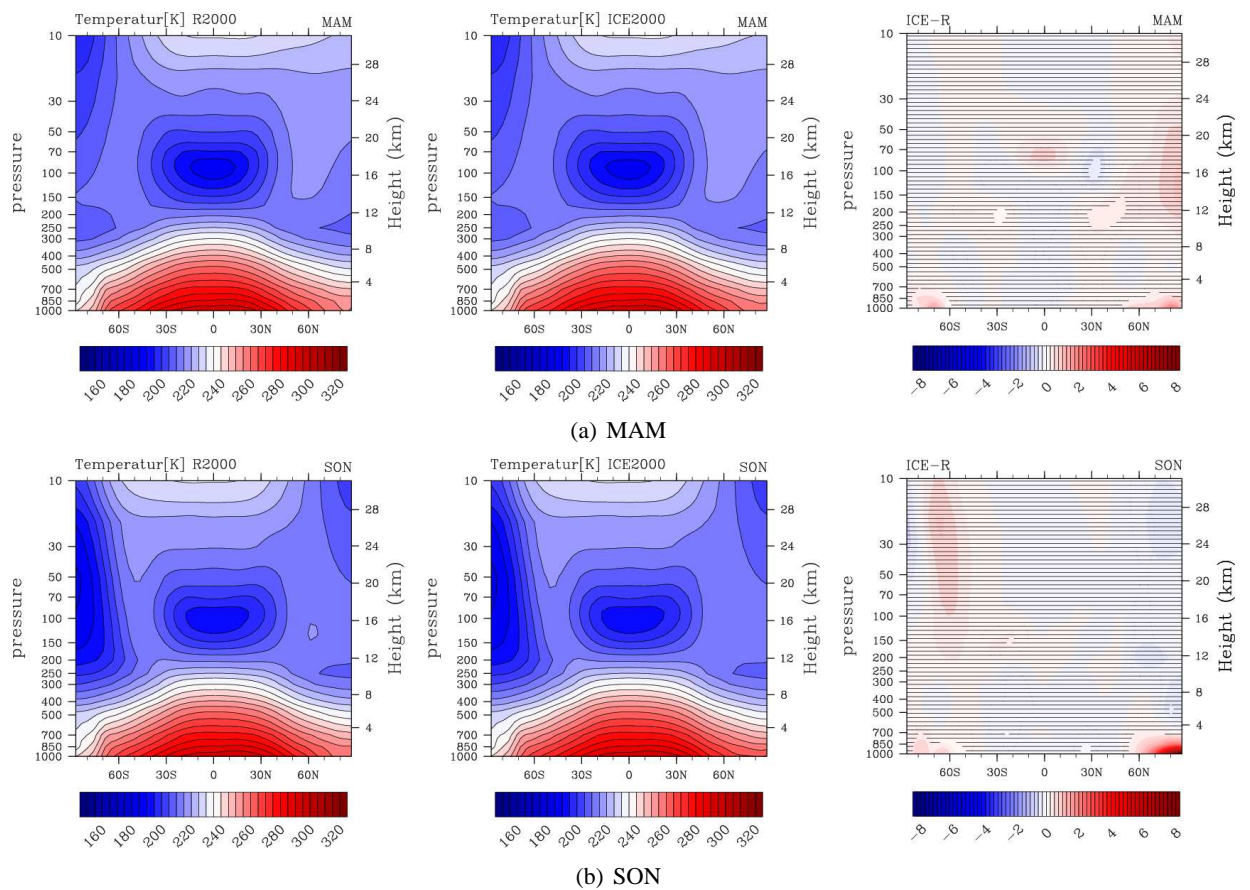
**Tabelle A.1:** Kritische  $t$ -Werte für 95% und 90% statistische Signifikanz bei unterschiedlichen Freiheitsgraden.

Tiefer gehende Beschreibungen des T-Test sind in bekannten Statistiklehrbüchern wie beispielsweise von Storch and Zwiers (2003) oder Wilks (2006) zu finden.

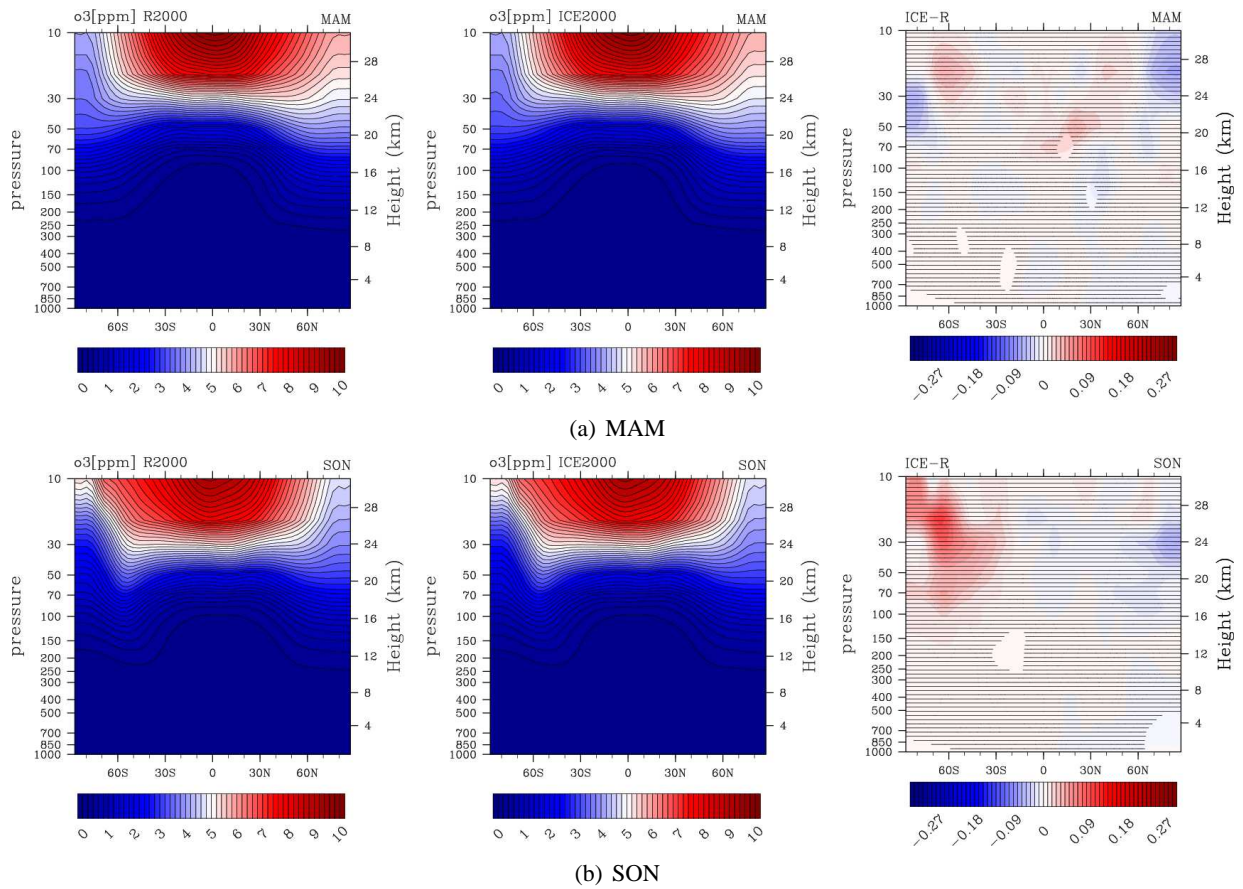


## Anhang B

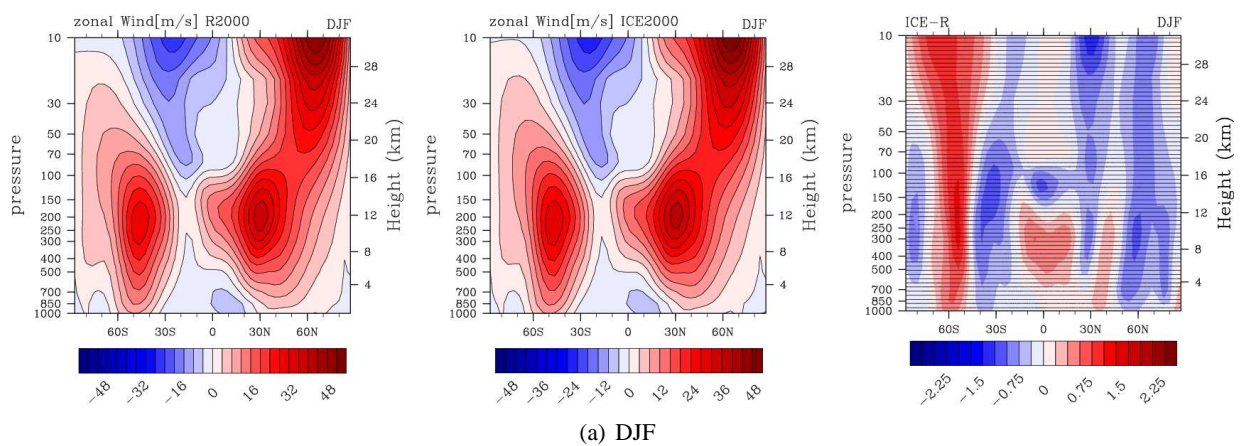
## Bildanhang



**Abbildung B.1:** zonal gemittelte Temperatur in Kelvin. Links: ICE2000, Mitte: R2000 jeweils mit Intervallschritt von 5 K, Rechts: Anomalie = ICE2000 - R2000 mit Intervallschritt von 0.25 K, schraffierte Flächen sind insignifikant.

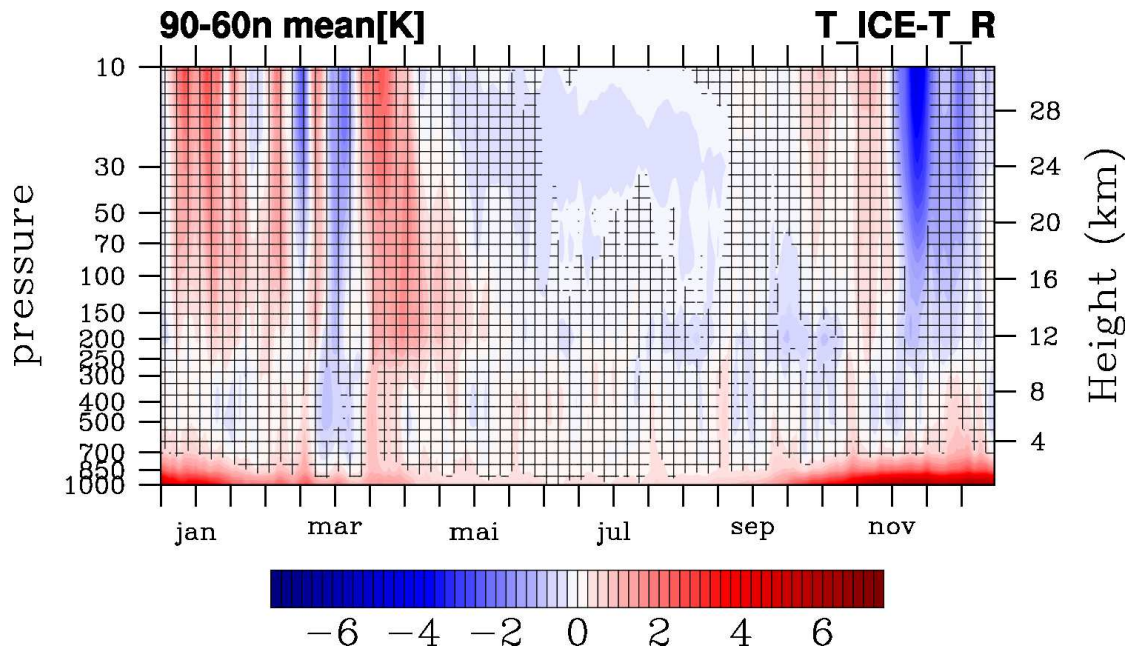


**Abbildung B.2:** Zonaler Durchschnitt der Ozonkonzentration in ppm. Links: ICE2000, Mitte: R2000 jeweils mit Intervallschritt von 0.2 ppm, Rechts: Anomalie = ICE2000 - R2000 mit Intervallschritt von 0.01 ppm, schraffierte Flächen sind insignifikant.

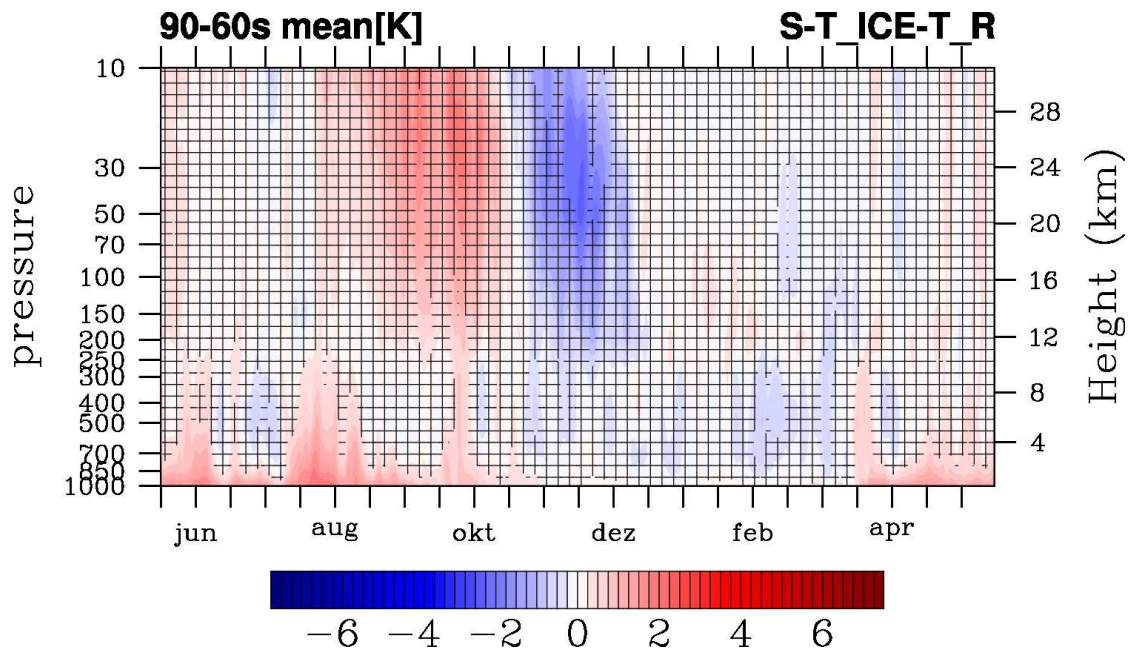


**Abbildung B.3:** Zonaler Durchschnitt des Zonalwindes in m/s. Links: ICE2000, Mitte: R2000 jeweils mit Intervallschritt von 5 m/s, Rechts: Anomalie = ICE2000 - R2000 mit Intervallschritt von 0.25 m/s, schraffierte Flächen sind insignifikant nach 95% Student-T-Test.

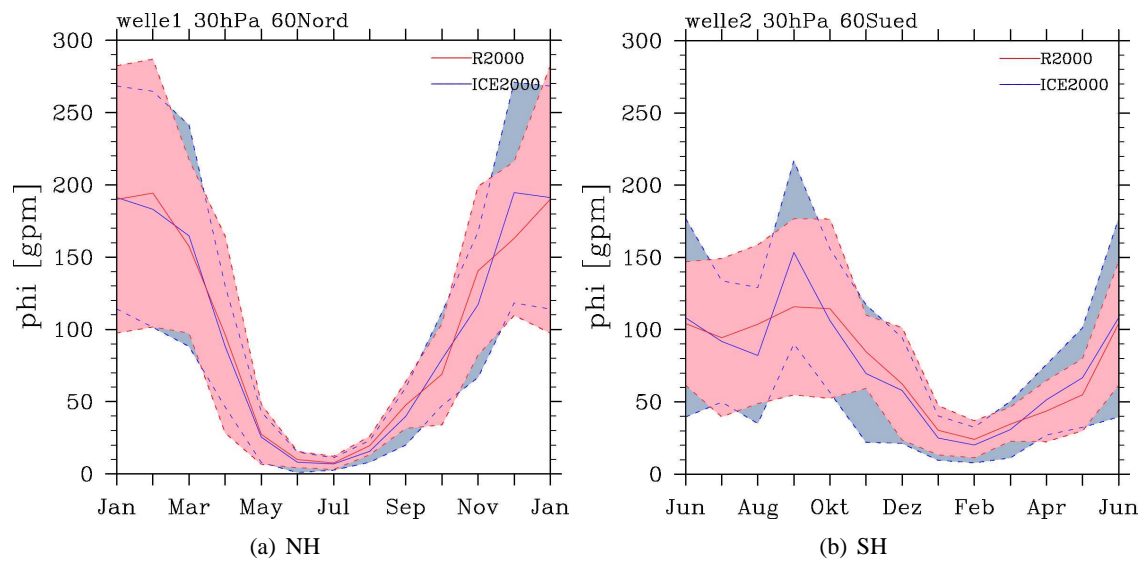




**Abbildung B.4:** Zonaler Durchschnitt der Temperaturdifferenz ICE2000-R2000 von 60° N bis 90° N Breite gemittelt. Auf der Zeitachse ist jeweils die Monatsmittel markiert. Die Intervallschritte in der Farbskala betragen 0.25 K. nicht-schraffierte Flächen haben eine 90% Signifikanz



**Abbildung B.5:** Zonaler Durchschnitt der Temperaturdifferenz ICE2000-R2000 von 60° S bis 90° S Breite gemittelt. Auf der Zeitachse ist jeweils die Monatsmittel markiert. Die Intervallschritte in der Farbskala betragen 0.25 K. nicht-schraffierte Flächen haben eine 90% Signifikanz



**Abbildung B.6:** Klimatologisches Mittel der Amplitude der Welle2 auf einer Höhe von 30 hPa und einer geographischen Breite von  $60^\circ$ . Farbige Flächen markieren jeweils den Bereich der Standardabweichung.



# Abbildungsverzeichnis

2.1	Vergleich von Klima-Chemie-Modellen mit Beobachtungsdaten hinsichtlich der Newman et al. (2001) Korrelation (Austin et al., 2003) . . . . .	8
3.1	Vereinfachte Darstellung der Dynamik-Chemie-Wechselwirkung in ECHAM4. L39(DLR)/CHEM (Hein et al., 2001) . . . . .	13
3.2	Aus SPARC CCMVal et al. (2010): Klimatologisches Mittel der Temperaturabweichungen relativ zu ERA-40 Reanalysedaten. Für beide Hemisphären jeweilige Winter- und Frühjahrsmittel von 60° - 90° gemittelt. . . . .	15
3.3	Aus Stenke et al. (2009): Vergleich NECEP/NCAR Reanalysedaten mit REF1 (1960-1999) E39C und REF1 (1960-2004) E39C-A . . . . .	15
3.4	Vergleich Welle1 Beobachtungsdaten 60° und 10 hPa von Steven Pawson mit Referenzlauf E39C-A 60° und 30 hPa. . . . .	17
4.1	Saisonale Mittel der nordpolaren Eisflächen für R2000, ICE2000 und Anomalie = ICE2000 - R2000 . . . . .	21
4.2	Saisonale Mittel der südpolaren Eisflächen für R2000, ICE2000 und Anomalie = ICE2000 - R2000 . . . . .	22
4.3	Monatswerte der Anzahl der Gitterpunkte, die Eis definiert wurden von 90° bis 60° gemittelt für R2000, ICE2000 und Anomalie = ICE2000 - R2000 . . . . .	23
5.1	Polstereographische Darstellung der saisonale Mittel der Temperaturdifferenz von ICE2000-R2000 in 1000 hPa auf der Nordhemisphäre . . . . .	26
5.2	Polstereographische Darstellung der saisonale Mittel der Temperaturdifferenz von ICE2000-R2000 in 1000 hPa auf der Südhemisphäre . . . . .	27
5.3	Zonal gemittelte Temperaturen in 1000hPa in Kelvin. Monatswerte von 90° bis 60° geographischer Breite gemittelt. . . . .	28
5.4	Saisonale Mittel der zonal gemittelten Temperatur in K für DJF und JJA . . . . .	30
5.5	Saisonale Mittel der zonal gemittelten Ozonkonzentration in ppm für DJF und JJA . . . . .	31
5.6	Saisonale Mittel des zonal gemittelten Zonalwindes in m/s für MAM, JJA und SON . . . . .	33
5.7	Zonaler Durchschnitt der Temperaturdifferenz ICE2000-R2000 von 60°N bis 90°N Breite gemittelt. 95% Signifikanz . . . . .	35
5.8	onaler Durchschnitt der Temperaturdifferenz ICE2000-R2000 von 60° S bis 90° S Breite gemittelt. 95% Signifikanz . . . . .	36
5.9	Breitenmittel von 40° bis 80° des zonal gemittelten meridionalen Wärmeflusses der R2000 Simulation. . . . .	39

5.10	Breitenmittel von 40°N bis 80°N des zonal gemittelten meridionalen Wärme- flusses. . . . .	42
5.11	Breitenmittel von 40°S bis 80°S des zonal gemittelten meridionalen Wärme- flusses. . . . .	44
5.12	Klimatologisches Mittel der Amplitude der Welle1 auf einer Höhe von 30 hPa und einer geographischen Breite von 60° . . . . .	45
5.13	Korrelation nach Newman et al. (2001) für die Nordhemisphäre. Histogramme der Standardabweichung der Temperatur und $\overline{v'T'}$ . . . . .	48
5.14	Korrelation nach Newman et al. (2001) für die Südhemisphäre. Histogramme der Standardabweichung der Temperatur und $\overline{v'T'}$ . . . . .	48
5.15	Korrelation der jeweiligen 2-Monatsmittel von $\overline{v'T'}$ (in 100 hPa und Breitenmitt- le von 40°N bis 80°N) und der in einem Monat darauf folgende Temperaturano- malie(in 50 hPa und Breitenmittle von 60°N bis 90°N). Zeitraum von November bis Juni . . . . .	51
5.16	Korrelation der jeweiligen 2-Monatsmittel von $\overline{v'T'}$ (in 100 hPa und Breitenmitt- le von 40°S bis 80°S) und der in einem Monat darauf folgende Temperaturano- malie(in 50 hPa und Breitenmittle von 60°S bis 90°S). Zeitraum von Juni bis Februar . . . . .	52
6.1	Nordhemisphere, März Anomalie (Simulation mit Seeisssörung minus REF2 Ensemble) von Temperatur und Ozonkonzentration gemittelt über die Jahre 2040 - 2060 (Scinocca et al., 2009). . . . .	56
6.2	Nordhemisphere, Zonalmittel, März Anomalie (ICE2000 -R2000) von Tempe- ratur und Ozonkonzentration . . . . .	57
B.1	Saisonale Mittel der zonal gemittelten Temperatur in K für MAM und SON . .	63
B.2	Saisonale Mittel der zonal gemittelten Ozonkonzentration in ppm für MAM und SON . . . . .	64
B.3	Saisonale Mittel des zonal gemittelten Zonalwindes in m/s für DJF . . . . .	64
B.4	Zonaler Durchschnitt der Temperaturdifferenz ICE2000-R2000 von 60°N bis 90°N Breite gemittelt.90% Signifikanz . . . . .	65
B.5	Zonaler Durchschnitt der Temperaturdifferenz ICE2000-R2000 von 60°S bis 90°S Breite gemittelt.90% Signifikanz . . . . .	65
B.6	Klimatologisches Mittel der Amplitude der Welle2 auf einer Höhe von 30 hPa und einer geographischen Breite von 60° . . . . .	66

# Literaturverzeichnis

- Alexander, M., Bhatt, U., Walsh, J., Timlin, M., Miller, J., and Scott, J. (2004). The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter. *Journal of Climate*, 17:890–905.
- Austin, J., Shindell, D., Beagley, S., Brühl, C., Dameris, M., Manzini, E., Nagashima, T., Newman, P., Pawson, S., Pitari, G., Rozanov, E., Schnadt, C., and Shepherd, T. (2003). Uncertainties and assessments of chemistry-climate models of the stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3:1–27.
- Bhatt, U., Alexander, M., Deser, C., Walsh, J., J.S., M., Timlin, M., J.D., S., and Thomas, R. (2008). The atmospheric response to realistic reduced summer Arctic sea ice anomalies. Arctic Sea Ice Decline: Observations, Projections, Mechanisms, and Implications, Geophys. Monogr. *American Geophysical Union*, 180:91–110.
- Brühl, C. and Crutzen, P. J. (1993). MPIC two-dimensional model. *MPIC Two-dimensional Model*, pages 103–104.
- Butchart, N., Scaife, A., Bourqui, M., de Grandpre, J., Hare, S., Kettleborough, J., Langematz, U., Manzini, E., Sassi, F., Shibata, K., Shindell, D., and Sigmond, M. (2006). Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation. *Climate Dynamics*, 27:727–741.
- Chapman, S. (1930). A theory of upper atmosphere ozone. *Royal Meteorological Society*, pages 103–125.
- Charney, J. and Drazin, P. (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66:83–109.
- Comiso, J. (2003). *Large scale characteristics and variability of the global sea ice cover*. Thomas, D. and Dieckmann, G., Blackwell Science.
- Dameris, M., Peter, T., Schmidt, U., and Zellner, R. (2007). Das Ozonloch und seine Ursachen. *Chemie in unserer Zeit*, 3:152–168.
- Deckert, R. and Dameris, M. (2008). Higher tropical SSTs strengthen the tropical upwelling via deep convection. *Geophysical Research Letters*, 35.
- Deser, C., Magnusdottir, G., Saravanan, R., and Phillips, A. (2004). The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response. *Journal of Climate*, 17:877–889.

- Deser, C., Thomas, R., Alexander, M., and Lawrence, D. (2010). The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First-Century. *Journal of Climate*, 23:333–3351.
- Drew Shindell, D., Rind, D., Balachandran, N., Lean, J., and Lonergan, P. (1999). Solar cycle Variability, Ozon and Climate. *Science*, 284:305–308.
- Eliassen, A. and Palm, E. (1961). On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophysic Pbl.*, 22(3):1–23.
- Eyring, V., Köhler, H., Lauer, A., and Lemper, B. (2005). Emission from international shipping: 2.Impct of futre technologies on scenarios until 2050. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Eyring, V., Waugh, D., Bodecker, G., Cordero, E., Akiyoshi, H., Austin, J., Beagley, S., Boville, B., Braesicke, P., Brühl, C., Butchart, N., Chipperfield, M., Dameris, M., Deckert, R., Deushi, M., Frith, S., Garcia, R., Gettelman, A., Giorgetta, M., Kinnison, D., Mancini, E., Manzini, E., Marsh, D., Matthes, S., Nagashima, I., Newman, P., Nielsen, J., Pawson, S., Pitari, G., Plummer, D., Rozanov, E., Schraner, M., Scinocca, J., Semeniuk, K., Shepherd, T., Shibata, K., Steil, B., Stolarski, R., Tian, W., and Yoshiki, M. (2007). Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Garny, H. (2010). *Causes and impact of changes in the stratospheric meridional circulation in a chemistry-climate-model*. PhD thesis, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Gerdes, R. (2006). Atmospheric response to changes in Artic sea ice thickness. *Geophysical Research Letters*, 33.
- Gillett, N. and Thompson, D. (2003). Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science*, 302:273–275.
- Hein, R., Dameris, M., Schnadt, C., Land, C., Grewe, V., Köhler, I., Ponater, M., Sausen, R., Steil, B., Landgraf, J., and Brühl, C. (2001). Results of an interactively coupled atmospheric chemistry - General circulation model: Comparison with observations. *Annales Geophysicae*, 19:435–457.
- Holland, M., Bitz, C., and Tremblay, B. (2006). Future abrupt reductions in the summer Artic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 33.
- Holton, J. R. (2004). *An introduction to dynamic meteorology*. International geophysics series, San Diego, New York: Academic Press, 2004, 4th ed.
- IPCC (2001). Climate Change 2001 - The physical science basis. Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, New York, USA.
- IPCC (2007). Climate Change 2007 - The physical science basis. Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, New York, USA.
- Johns, T. C., Durman, C. F., Banks, H. T., Roberts, M. J., McLaren, A. J., Ridley, J. K., Senior, C. A., Williams, K. D., Jones, A., Rickard, G. J., Cusack, S., Ingram, W. J., Crucifix, M., Sexton, D. M. H., Joshi, M. M., Dong, B. ., Spencer, H., Hill, R. S. R., Gregory, J. M., Keen, A. B., Pardaens, A. K., Lowe, J. A., Bodas-Salcedo, A., Stark, S., and Searl, Y. (2006). The new Hadley Centre Climate Model (HadGEM1): Evaluation of coupled simulations. *Journal of Climate*, 19:1327–1353.

- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., and Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40 Year Reanalysis Projekt. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77:437–471.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S., Hnilo, J., Fiorino, M., and Potter, J. (2002). NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis(R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83:1631–1643.
- Land, C., Ponater, M., Sausen, R., and Roeckner, E. (1999). The ECHAM4.L39 (DLR) Atmosphere GCM. Technical Description and Model Climatology.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., and Zhan (2007). Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. *Climate Change 2007 The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, chap. 4.*
- Magnusdottir, G., Deser, C., and Sarvanan, R. (2004). The Effects of North Atlantic SST and Sea Ice Anomalies on the Winter Circulation in CCM3. Part I: Main Features and Storm Track Characteristics of the Response. *Journal of Climate*, 17:857–876.
- Martin, G. M., Ringer, M. A., Pope, V. D., Jones, A., Dearden, C., and Hinton, T. J. (2006). The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part 1: Model description and global climatology. *Journal of Climate*, 19:1274–1301.
- Newman, P., Nash, E., and Rosenfield, J. (2001). What controls the temperature of the Arctic stratosphere during spring? *Journal of Geophysical Research*, 106:19999–20010.
- Randel, W., Shine, K., Austin, J., Barnett, J., Claud, C., Gillett, N., Keckhut, P., Langematz, U., Lin, R., Long, C., Mears, C., Miller, A., Nash, J., Seidel, D., Thompson, D., Wu, F., and Yoden, S. (2009). An update of observed stratospheric temperature trends. *Journal of Geophysical Research*, 114:21 pp.
- Reithmeier, C. and Sausen, R. (2002). "ATTILA: Atmospheric tracer transport in a Lagrangian model". *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 54:278–299.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Duemenil, L., Esch, M., and Giorgetta, M. (1996). The Atmospheric General Circulation Model ECHAM-4: Model Description and Simulation of Present-Day Climate. *Reports of the Max-Planck-Institute*.
- Royer, J., Planton, S., and Deque, M. (1990). A sensitivity experiment for the removal of Arctic sea ice with the French spectral general circulation model. *Climate Dynamics*, 5:1–17.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grubine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y., Chuang, H., Juang, H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., vanDelst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., vandenDool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.,

- Rutledge, G., and Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91:1015–1057.
- Scinocca, J. F., Reader, M., Plummer, P., Sigmond, M., Kushner, P., Shepherd, T., and Ravishankara, A. (2009). Impact of sudden Arctic sea-ice loss on stratospheric polar ozone recovery. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Seierstad, I. and Bader, J. (2009). Impact of a projected future Arctic sea ice reduction on extratropical storminess and the NAO. *Climate Dynamics*, 33:937–943.
- Serreze, M. and Francis, J. (2006). The Arctic amplification debate. *Climatic Change*, 76:241–264.
- Sewall, J. and Sloan, L. (2004). Disappearing Arctic sea ice reduces available water in the American west. *Geophysical Research Letters*, 31.
- Singarayer, J., Bamber, J., and Valdes, P. (2006). Twenty-First-Century Climate Impacts from a Declining Arctic Sea Ice Cover. *Journal of Climate*, 19:1109–1125.
- SPARC CCMVal, Eyring, V., Shepherd, T., and Waugh, D. E. (2010). SPARC CCMVal Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models. Technical report, SPARC Report No. 5, WCRP-X, WMO/TD-No. X.
- Steil, B., Dameris, M., Brühl, C., Crutzen, P. J., Grewe, V., Ponater, M., and Sausen, R. (1998). Development of a chemistry module for GCMs: First results of a multiannual integration. *Annales Geophysicae*, 16:205–228.
- Stenke, A., Dameris, M., Grewe, V., and Garny, H. (2009). Implications of Lagrangian transport for simulations with a coupled chemistry-climate model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9:5489–5504.
- Stroeve, J., Holland, M., Meier, W., Scambos, T., and Serreze, M. (2007). Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters*, 34.
- Thompson, D. and Solomon, S. (2002). Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science*, 296:895–899.
- Uppala, S., Kallberg, P., Simmons, A., Andrae, U., Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M., Beljaars, A., Van de Berg, L., Bidlot, L., Bormann, N., Caures, S., Chavallier, F., Dethof, A., Dragosvac, M., Fischer, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B., Isaksen, I., Janssen, P., Jenne, R., McNally, A., Mahfouf, J., Morcrette, J., Rayner, N., Saunders, R., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K., Untch, A., Vasilijevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131:2961–3012.
- von Storch, H. and Zwiers, F. (2003). *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Wilks, D. (2006). *Methods in the Atmospheric Science*. Academic Press, Burlington/San Diego, USA, Second edition.

- WMO (2007). Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. Technical report, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 50, Geneva, Switzerland.
- WMO (2011). Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. Technical report, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 52, Geneva, Switzerland.
- Zhang, X. and Walsh, J. (2006). Towards a seasonally ice-covered Arctic Ocean: Scenarios from IPCC AR 4 simulations. *Journal of Climate*, 19:1730–1747.





# Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen Personen danken, die mich bei der Umsetzung und dem Gelingen dieser Diplomarbeit unterstützt haben. Besonderer Dank gilt meinem Betreuer Prof. Dr. Martin Dameris, der mir jederzeit mit Anregungen und Ratschlägen zur Seite stand. Die langen, intensiven Besprechungen waren sehr lehrreich und ermöglichten mir erste Einblicke in die Atmosphärenforschung.

Desweiteren möchte ich mich herzlich bei Hella Garny und Theresa Runde bedanken, die mir von Anfang an in jeglichen, nicht nur fachlichen Fragen, kompetent beistanden.

Vielen Dank auch Rudi Deckert, der mir die "Geheimnisse" planetarer Wellen näher brachte.

Nicht zu vergessen sind meine Kollegen Phoebe Graf und Christian Ferrari, mit denen ich eine konstruktive und schöne Zeit in unserem gemeinsamen Büro verbringen durfte.

Ferner will mich bei allen Mitarbeitern der Abteilung 1 des Instituts für Physik der Atmosphäre für das angenehme Klima bedanken.

Allen meinen Korrekturleserinnen und Lesern möchte ich für deren Geduld und Hilfe meinen Dank aussprechen. Zuletzt ist natürlich noch meine Familie zu nennen, die mir Tag täglich unter die Arme greift und mich stärkt. Vielen Dank!!!



# Selbständigkeitserklärung

Diese Diplomarbeit wurde am Institut für Physik der Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR) in Oberpfaffenhofen angefertigt.

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

München, März 2011

.....  
Duy Sinh Cai